



Les laves dévono-dinantiennes de la Meseta marocaine : étude pétro-géochimique et implications géodynamiques

Fatima Kharbouch

► To cite this version:

Fatima Kharbouch. Les laves dévono-dinantiennes de la Meseta marocaine : étude pétro-géochimique et implications géodynamiques. Géochimie. UNIVERSITE DE BRETAGNE OCCIDENTALE, 1994. tel-01219396

HAL Id: tel-01219396

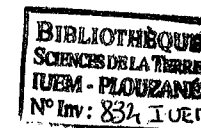
<https://theses.hal.science/tel-01219396>

Submitted on 27 Oct 2015

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

THESE DE DOCTORAT ES-SCIENCES
DE L'UNIVERSITE DE BRETAGNE
OCCIDENTALE



par

FATIMA KHARBOUCH

**LES LAVES DEVONO-DINANTIENNES DE LA
MESETA MAROCAINE :
ETUDE PETRO-GEOCHIMIQUE ET IMPLICATION
GEODYNAMIQUE**

Soutenue publiquement le 28 Janvier 1994
devant la commission d'examen :

Thierry JUTEAU
René MAURY
Alain PIQUE
Jean-Louis LAGARDE
Christian HOEPFFNER

Professeur à l'Université de Bretagne Occidentale
Professeur à l'Université de Bretagne Occidentale
Professeur à l'Université de Bretagne Occidentale
Professeur à l'Université de CAEN
Maître de conférence à l'Université de RABAT

Président
Rapporteur
Rapporteur
Rapporteur
Examineur

BREST 1994

A mes chers parents.

A la mémoire de mon
regretté Hans, que son
âme repose en paix.

RESUME

Le volcanisme dévono-dinantien est abondamment représenté dans la Meseta hercynienne du Maroc. La Meseta orientale est constituée pour l'essentiel d'une couverture mésozoïque tabulaire qui sépare cartographiquement les massifs paléozoïques : Debdou, Tazekka, Mekam, Tancherfi, Jerada, Midelt. La Meseta occidentale est constituée du Sud au Nord par les Jbilet, les Rehamna et le Massif central (bassins de Sidi Bettache et du Fourhal).

Le volcanisme dévono-dinantien du Maroc se répartit en deux grandes provinces magmatiques : à l'Est, une province à volcanisme post-tectonique d'âge viséen supérieur, à caractère essentiellement explosif ; à l'Ouest, une province à volcanisme anté-tectonique d'âge viséen inférieur, à caractère essentiellement intrusif.

1) Les séries volcaniques basiques et acides-basiques de la Meseta occidentale.

Le magmatisme basique intrusif prédomine sur l'effusif à l'exception du magmatisme des Jbilet qui est bimodal (basique-acide) et où une partie du volcanisme acide est explosif, donnant ainsi des coulées ignimbritiques de faible extension, des brèches et des tufs pyroclastiques.

Les laves de la Meseta occidentale sont spilitisées, de composition basaltique de type MORB-N à MORB-E. Leur affinité tholéitique à transitionnelle est similaire à celle des laves tholéitiques intraplaques continentales. De nombreux indices suggèrent l'intervention de mécanismes (contamination crustale, altération hydrothermale), susceptibles d'avoir modifié leur composition primaire. Au-delà des similitudes géochimiques avec le volcanisme de bassin arrière-arc, la Meseta occidentale, par le contexte géodynamique reconstitué d'après les travaux structuraux (absence à cette époque Dévonien terminal-Dinantien d'un arc magmatique à l'Ouest ou à l'Est), s'inscrit dans un contexte distensif intraplaque continentale avec contamination crustale où l'injection des magmas d'origine mantellique déclenche la fusion crustale, engendrant ainsi des magmas acides.

2) Les séries volcaniques dinantiennes de la Meseta orientale.

Dans cette province, le volcanisme est à dominance intermédiaire et acide ; les éruptions acides et basiques ont parfois eu lieu simultanément ; le volume des épanchements andésitiques et des éruptions acides ignimbritiques est variable d'un massif à l'autre. Sédimentation et activité volcanique sont synchrones.

Les laves sont porphyriques évoluées d'affinité "orogénique" calco-alcaline. La cristallisation fractionnée est couplée avec l'assimilation de croûte continentale à laquelle s'adjoint le mélange magmatique. L'association minéralogique primaire est généralement composée d'andésine-labrador, augite calcique, hornblende brune, magnétite et/ou titanomagnétite et ilménite.

Les laves basiques les plus primitives proviennent vraisemblablement d'une source mantellique initialement appauvrie comparable à celle des MORB-N, puis faiblement enrichie en K, Rb, Ba, Sr probablement par métasomatose. Cette source a subi des taux de fusion partielle variables. La genèse d'un volume important d'ignimbrites acides par rapport aux autres laves est le résultat de l'anatexie de la croûte continentale, au contact des réservoirs andésitiques.

3) Implications géodynamiques

- La série magmatique bimodale de la Meseta occidentale est l'expression d'une distension crustale dinantienne pendant laquelle l'ascension des magmas se fait le long de fractures profondément enracinées dans la croûte aux limites des bassins, issus, eux mêmes d'un processus de cisaillement intracrustal.

- La série calco-alcaline de la Meseta orientale est un marqueur de la subduction intracontinentale.

L'évolution géodynamique correspondante inclut : une période de distension marquée par le jeu de grands accidents décrochants au Dévonien inférieur à moyen aboutissant à la formation des bassins des flyschs ; un épisode fini-dévonien de compression majeure conduisant à la fermeture de ces bassins ; la poursuite de la compression au Viséen et au Namurien inférieur et moyen au cours de laquelle se réalise une subduction continentale (= sous charriage). Cette orogénèse est intracontinentale car on ne retrouve aucun des marqueurs qui pourraient suggérer, directement ou non, l'implication d'une lithosphère océanique. La métasomatose du manteau par des fluides provenant d'une écaille de la croûte continentale dont la partie supérieure est hydratée, conduit à la genèse de magmas mantelliques présentant une signature crustale, accentuée par la suite par l'intervention de processus d'assimilation couplée avec la cristallisation fractionnée.

SOMMAIRE

CHAPITRE I : INTRODUCTION

PREMIERE PARTIE : PETROGRAPHIE ET MINERALOGIE

CHAPITRE II : MESETA ORIENTALE

CHAPITRE III : MESETA OCCIDENTALE

SECONDE PARTIE : GEOCHIMIE

CHAPITRE IV : MESETA OCCIDENTALE

CHAPITRE V : MESETA ORIENTALE

CHAPITRE VI : DISCUSSION et CONCLUSIONS GENERALES

BIBLIOGRAPHIE

ANNEXES

TABLE DES MATIERES

Chapitre I : INTRODUCTION 3

I. LES DOMAINES STRUCTURAUX.....3

I.1. Domaine saharien3

I.2. L'Anti Atlas.....3

I.3. Domaine atlasique.....3

I.4. Domaine rifain.....3

II. LA CHAINE HERCYNIENNE AU MAROC5

II.1. Les divers domaines.....5

II.2. Le cadre géodynamique hercynienne au Maroc5

III. LES TRAVAUX ANTERIEURS7

III.1. Les observations générales d'ordre pétrographique7

III.2. Les travaux pétrographiques et analytiques7

III.3. Les travaux géochimiques (éléments en traces)8

IV. ETAT DE NOS CONNAISSANCES ET PROBLEMES POSES.....8

PREMIERE PARTIE
ETUDE PETROGRAPHIQUE et MINERALOGIQUE.

Chapitre II : LES SERIES VOLCANIQUES DINANTIENNES
CALCO-ALCALINES DE LA MESETA ORIENTALE..... 11

I. PRESENTATION ET CADRE GENERAL 13

II. APPROCHE PETROLOGIQUE ET MINERALOGIQUE DES SERIES
MAGMATIQUES DE CHAQUE MASSIF..... 15

II.1. PRESENTATION DES MASSIFS DISPOSITION
CARTOGRAPHIQUE,15STRATIGRAPHIQUE ET PETROLOGIE DU COMPLEXE
VOLCANIQUE. 15

II.1.1. Les laves de la boutonnière de Jerada..... 15

II.1.1.1. Localisation et stratigraphie..... 15

II.1.1.2. Pétrologie et mode de gisement de l'ensemble des roches de Jerada..... 22

II.1.2. La boutonnière de Jorf.Ouazzène..... 27

II.1.2.1. Localisation stratigraphique..... 27

II.1.2.2. Pétrologie et mode de gisement 30

II.1.3. La boutonnière de Debdou.Mekam..... 33

II.1.3.1. localisation, stratigraphie..... 33

II.1.3.2. Pétrologie et mode de gisement 34

II.1.4. Le massif du Tancherfi 36

II.1.4.1. Localisation, stratigraphie et âge. 36

II.1.4.2. Pétrologie et mode de gisement 38

II.1.5. Le complexe volcanique du massif de Tazekka 40

II.1.5.1. Localisation, stratigraphie et mode de gisement..... 40

II.2. APPROCHE MINERALOGIQUE DE L'ENSEMBLE VOLCANIQUE DE LA MESETA ORIENTALE.....	46
II.2.1. La paragenèse primaire	46
II.2.2. Les paragenèses secondaires.....	52
CONCLUSION	53

Chapitre III : LE MAGMATISME DISTENSIF BASIQUE ET ACIDE-BASIQUE DE LA MESETA OCCIDENTALE.....55

I. PRESENTATION ET CADRE GENERAL 55

II. APPROCHE PETROLOGIQUE ET MINERALOGIQUE DES SERIES MAGMATIQUES.....	57
II.1. LE MAROC CENTRAL (BASSIN DU FOURHAL).....	57
II.1.1. Aperçu géologique général	57
II.1.2. Le volcanisme dans le Maroc central.....	62
Les filons.....	62
Les coulées.....	65
II.1.3. Approche minéralogique des laves du Maroc central.....	67
II.1.3.1. Minéralogie des phases primaires	67
II.1.3.2. Minéralogie des phases secondaires	77
II.2. LA MESETA NORD.OCCIDENTALE (LE BASSIN DE SIDI BETTACHE)	78
II.2.1. Aperçu géologique général	78
II.2.2. Description pétrographique et minéralogique	78
II.2.2.1. Les coulées tournaisiennes de Rabat.Tiflet	78
II.2.2.2. Les coulées des Beni.Abid.....	80
II.2.2.3. Les laves et dolérites de l'oued Khorifla	80
II.3. LES REHAMNA	82
II.3.1. Aperçu géologique général	82
II.3.2. Les roches magmatiques.....	82
Conclusion.....	86
II.4. LES JBILETE CENTRALES	86
II.4.1. Aperçu général sur le cadre géologique de la région	86
II.4.2. Description pétrographique des roches magmatiques des Jbilettes centrales.....	92
II.4.2.1. Les corps intrusifs basiques et les roches associées	92
II.4.2.2. Les corps gabbroïques des Jbilette centrales	97
II.4.2.3. Le complexe filonien basique = Les dolérites	98
II.4.2.4. Le complexe volcanique acide et les roches associées.....	98
II.4.3. Minéralogie des laves des Jbilette centrales	103
II.4.3.1. Paragenèse primaire	103
II.4.3.1. Paragenèse secondaire.....	113
CONCLUSION	114

DEUXIEME PARTIE GEOCHIMIE

INTRODUCTION 117

METHODES ANALYTIQUES.....117

I. Spectrométrie d'émission plasma à couplage inductif (ICP.ES).....117

II. Analyse par activation neutronique120

RAPPELS : LES ELEMENTS EN TRACES..... 120

I. LES ELEMENTS DE TRANSITION 120

II. LES ELEMENTS INCOMPATIBLES OU HYGROMAGMAPHILES. 121

II.1. Généralités.....	121
II.2. Comportement au cours de la cristallisation fractionnée en système clos.	123
II.3. Comportement des éléments hygromagmaphiles au cours de la fusion partielle. ..	123
II.4. Comportement des éléments hygromagmaphiles au cours d'un mélange	124
II.5. Mode de représentation graphique	125
II.6. Spectre des terres rares.....	127
II.7. Intégration d'éléments autres que les terres rares dans le diagramme.....	127
II.8. Remarque à propos des LILE et représentation graphique de l'altération	129

III. RAPPEL SUR LES THOLEITES ET LES MAGMAS A SIGNATURE "OROGENIQUE"..... 131

III.1. Les tholéites des sites distensifs ou intraplaque	131
III.2. Les "magmas orogéniques".....	132
III.2.1. Définition.....	132
III.2.2. Distinction des magmas "orogéniques" et tholéitiques.....	132
III.2.3. Les anomalies.....	133
III.2.4. Les interprétations.....	133
a.Métasomatose par des fluides	134
b.Métasomatose par des liquides magmatiques.....	135
c.Les variations en potassium	137
d Roches "orogéniques" et zones de subduction	138
III.3. Les outils géochimiques.....	141
a.Les diagrammes inter.éléments.....	141
b.Les diagrammes normalisés multi.éléments	141
c.Les diagrammes triangulaires de discrimination géodynamique.....	144

Chapitre IV : GEOCHIMIE DES LAVES DEVONODINANTIENNES DE LA MESETA OCCIDENTALE.....145

I. ANALYSE DES ELEMENTS MAJEURS ET EN TRACES DES LAVES DE LA MESETA OCCIDENTALE.....145

I.1. LE COMPLEXE MAGMATIQUE DES JBILETE CENTRALES.....	145
I.1.1. Les éléments majeurs des laves basiques.....	145
I.1.2. Les éléments majeurs des laves acides.....	147
I.1.3. Les éléments en trace des Jbilette centrales.....	153
I.2. LES PRODUITS VOLCANIQUES ET HYPOVOLCANIQUES DU MAROC CENTRAL.....	163
I.2.1. Les éléments majeurs	163
I.2.2. Les éléments en traces	163
I.3. LES LAVES BASIQUES DU MASSIF DES REHAMNA	169
I.3.1. Les éléments majeurs.....	169
I.3.2. Les éléments en traces des laves des REHAMNA.....	171
I.4.LES LAVES DU BASSIN DE SIDI BETTACHE	175
I.4.1.Les éléments majeurs	175
I.4.2. Les éléments en traces des laves du Bassin de Sidi Betache	179
I.5. Discussion.....	187
I.6. MESETA OCCIDENTALE	
CONCLUSION	193

Chapitre V : GEOCHIMIE DES LAVES HERCYNiennes DE LA MESETA ORIENTALE.....193

I. GEOCHIMIE DES ELEMENTS MAJEURS DES LAVES DE LA MESETA ORIENTALE.....	194
I.1. LES LAVES DE LA BOUTONNIERE DE JERADA.....	194
I.2. LES LAVES DE LA BOUTONNIERE DE TANCHERFI.....	197
I.3. LES LAVES DE LA BOUTONNIERE DU MEKAM.....	199
I.4. LES LAVES DE LA BOUTONNIERE DU TAZEKKA.....	199
CONCLUSION.....	204

II. GEOCHIMIE DES ELEMENTS EN TRACES DES LAVES DE LA MESETA ORIENTALE.....	207
II.1. LES LAVES DE LA BOUTONNIERE DE JERADA.....	207
II.1.1. L'altération.....	207
II.1.2. La cristallisation fractionnée et la contamination.....	207
II.1.3. La nature de la source.....	209
II.1.4. Conclusion.....	213
II.2. LES LAVES DE LA BOUTONNIERE DE TANCHERFI.....	217
II.2.1. L'altération.....	217
II.2.2. Cristallisation fractionnée et contamination.....	217
II.2.3. Caractères de la source.....	219
II.2.4. Conclusion.....	227
II.3. LES LAVES DE LA BOUTONNIERE DU MEKAM.....	227
II.3.1. L'altération.....	227
II.3.2. Cristallisation fractionnée.....	227
II.3.3. La fusion partielle.....	230
II.3.4. Caractères de la source.....	230
II.3.5. Conclusion.....	235
II.4. LES LAVES DE LA BOUTONNIERE DU TAZEKKA.....	235
II.4.1. L'altération.....	235
II.4.2. La cristallisation fractionnée.....	235
II.4.3. Caractères de la source.....	241
II.4.4. Conclusion.....	241
II.5. MESETA ORIENTALE : DISCUSSION GENERALE ET CONCLUSION.....	247

Chapitre VI : DISCUSSION GENERALE ET CONCLUSION.....	253
---	------------

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES.....	265
---	------------

LISTES DES FIGURES ET DES TABLEAUX.....	279
LISTES DES FIGURES.....	279
LISTES DES TABLEAUX.....	291

ANNEXES.....	295
---------------------	------------

ERRATA

Chap. II

Fig.II-12, se trouve après **Fig.II-13**.

Fig.II-14, manque.

Fig.II-18, manque **a** (**Fig.II-18** : Coupes géologiques dans le complexe volcano-sédimentaire du Tazekka ; **a** : Coupe géologique NW-SE de Bab Frij.)

Fig.II-19, n'existe pas.

Les planches correspondantes à ce chapitre seront insérées ultérieurement.

Les tableaux d'analyses des minéraux à la micro-sonde de ce chapitre, seront insérés ultérieurement.

Chap. III

Fig.III-28, est citée dans les légendes des figures III-24, III-25 et III-26.

Les planches correspondantes à ce chapitre seront insérées ultérieurement.

Les tableaux d'analyses des minéraux à la micro-sonde de ce chapitre, seront insérés ultérieurement.

Chap. IV

Tab.IV-2 : valeurs de normalisation de MORB typiques d'après PEARCE (1983), manquant.

Fig.IV-29, n'existe pas.

Chap. V

Fig.V-15, se situe dans l'ordre des figures et dans le manuscrit avant les figures V-13 et V-14.

Fig.V-18, se situe dans l'ordre des figures et dans le manuscrit après les figures V-19 et V-120.

Fig.V-23 D : Diagrammes inter-éléments entre un élément compatible (Co, MgO, Sc) et un élément incompatible (Zr) : $\text{Log (Ni, Co, Cr) / Log Zr}$ pour les laves du Mekam (d'après JORON et TREUIL, 1978). à revoir, n'existe pas.

Chap. VI

Fig.VI-1, manquante.

Bibliographie

Références manquantes

Liste des tableaux

Elle sera complétée lors de l'insertion des tableaux manquants.

INTRODUCTION

CHAPITRE I

The figure consists of two maps, A and B, illustrating the geological structure of Morocco. Map A is an inset showing the broader context, including the Atlantic Ocean, Ouled Dhlil, Anti-Atlas, and the Rif and Moyen Atlas. Map B is a detailed view of the Moroccan coastline and interior, showing the Coastal Block, North-central, Northeastern, and High Atlas, along with the Internal Rif, Rabat, Jerada, Debdou, Midelt, and the Sahara. A legend identifies symbols for unfolded post-Paleozoic strata, Tertiary folded belts, Paleozoic rocks, Precambrian rocks, and Terrane and domain limits. A scale bar indicates 200 km, and coordinates 10°W and 30°N are marked.

from the *Schema structural du Maroc*
(Saadi, 1982)

Fig. I-1 : Les zones structurales du Maroc.
A- Domaines structuraux d'après CHOUBERT et MARCAIS (1956).
B- Domaines structuraux hercyniens du Maroc d'après PIQUE (1989).

I- LES DOMAINES STRUCTURAUX

- le domaine anti-atlasique.
- le domaine atlasique et mésétien.
- le domaine rifain.

A ces domaines classiques, on doit ajouter le domaine saharien, représenté exclusivement dans les provinces du Sud.

I-1. Domaine saharien

Le domaine saharien est formé par la Dorsale Reguibate, vieux bouclier archéen et éburné constitué il y a 2000 Ma dans l'Ouest africain. La couverture non déformée est d'âge paléozoïque au Nord (Bassin de Tindouf) et méso- à cénozoïque à l'Ouest (plaine côtière). Ce domaine saharien contient, dans la partie la plus occidentale, le prolongement de la chaîne mauritanide, charriée au Paléozoïque (Ouled Dlim).

I-2. L'Anti Atlas

C'est un domaine stable au Tertiaire, marqué seulement par de très amples voussures. Son comportement rigide au Paléozoïque en fait à cette époque la marge péricratonique du craton ouest-africain.

I-3. Domaine atlasique

Ce domaine a été remobilisé au cours de l'orogénèse intracontinentale atlasique. Il se subdivise au début du Tertiaire en deux unités structurales:

- + la chaîne atlasique (Haut et Moyen Atlas), où la couverture secondaire est plissée.
- + les Mesetas orientale et occidentale, qui sont des blocs restés stables quoique faillés au cours des événements atlasiques. La couverture secondaire tabulaire sépare cartographiquement les massifs anciens : Maroc central, Rehamna, Jebilet, Debdou, Tazekka, Mekam, Jerada, Midelt.

I-4. Domaine rifain

C'est le domaine le plus septentrional du Maroc. Avec les cordillères bétiques, le Rif forme l'arc bético-rifain. Il s'agit d'un segment de la chaîne alpine de la Méditerranée occidentale. Il se prolonge vers l'Est par le Tell algéro-tunisien puis l'arc sicilo-calabrais. Certaines unités du Rif interne (ex : Ghomarides : CHALOUAN, 1986) sont constituées essentiellement de terrains paléozoïques où les traces de l'orogénèse hercynienne sont nettes.

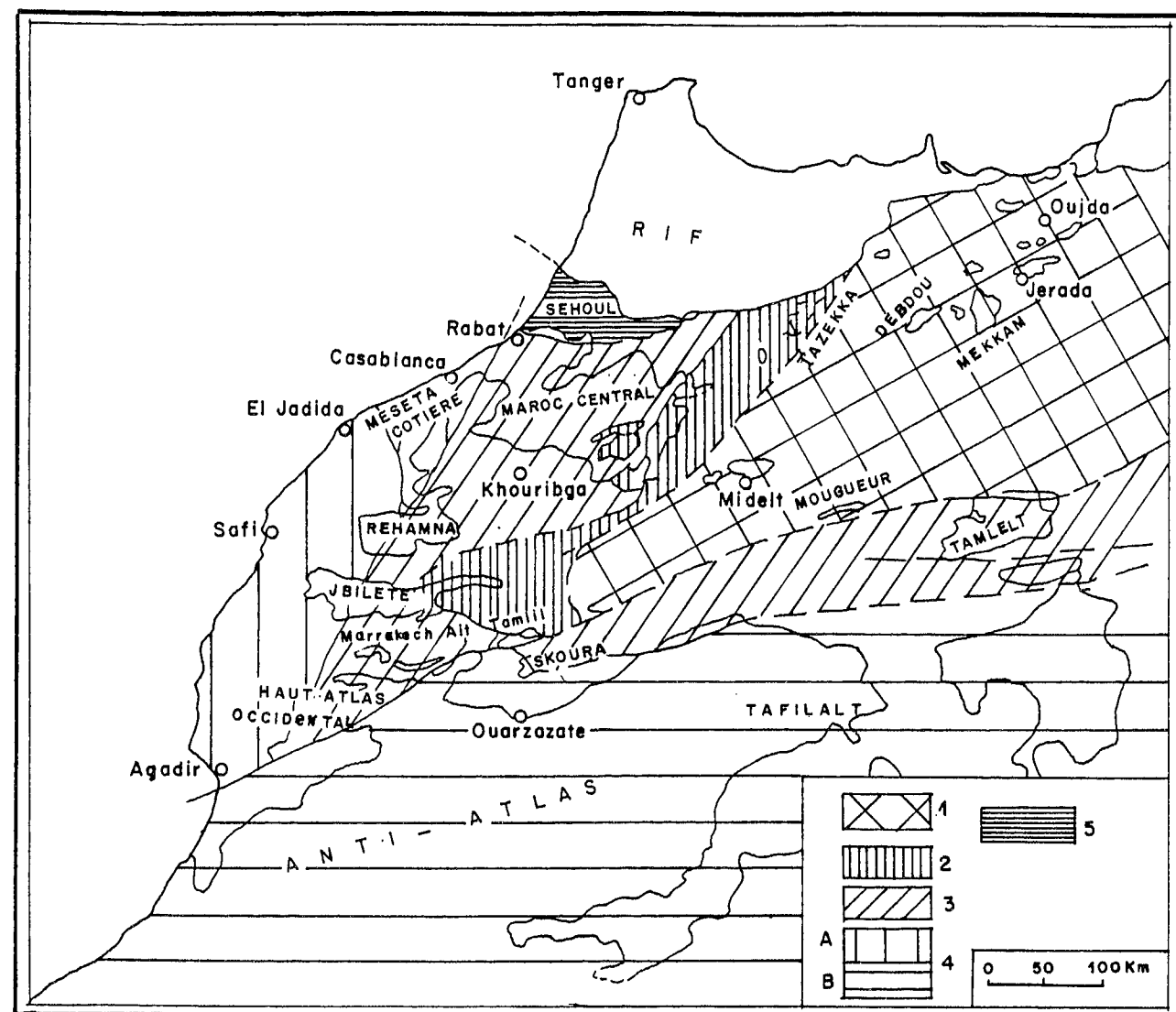


Fig.I-2 : Les zones structurales de la chaîne hercynienne du Maroc. 1 : Zone interne de la chaîne à déformation éovarisque "bretonne". 2 : Zone de transition avec nappes synsédimentaires du Viséen supérieur et phase de plissement viséenne : (Tazekka, Azrou-Khenifra). 3 : Zone de la Meseta centrale (+ Tamelelt) ou zone externe à phase de plissement namuro-westphalienne sans phases précoces. 4 : Marges de la chaîne peu déformées; a, Môle côtier; b, Anti-Atlas. 5 : Bloc des Sehoul ou zone de Rabat-Tiflet, fragment de la chaîne "calédonienne" (d'après MICHARD et al., 1983; modifiée).

Au total, les terrains paléozoïques affleurent dans :

*1- L'Anti-Atlas et le domaine saharien : ils constituent les vastes affleurements du bassin de Tindouf et de sa bordure nord (Anti-Atlas). Ils sont peu déformés.

*2- Le domaine atlasique, où on les rencontre :

- dans la Meseta occidentale et orientale. Ils constituent des massifs mésétiens (Massif central, Rehamna..); on peut aisément suivre les structures hercyniennes majeures d'un massif à l'autre.

- dans les blocs paléozoïques inclus dans le Haut et le Moyen Atlas. Les structures hercyniennes n'y sont jamais masquées par la reprise atlasique, relativement faible. On peut donc les relier aisément aux terrains mésétiens avec lesquels ils constituent le domaine orogénique hercynien.

*3- Le Rif interne. Au Paléozoïque, ce domaine était situé beaucoup plus à l'Est qu'à présent (BOURROUILH et GORSLINE, 1979 ; CHALOUAN, 1986) et il est donc délicat de raccorder le Rif interne aux domaines mésézien et atlasique. Les formations paléozoïques y ont été plissées et déformées au cours de l'orogénèse hercynienne.

II. LA CHAÎNE HERCYNienne AU MAROC

II-1. Les divers domaines

La chaîne hercynienne est l'ensemble des terrains paléozoïques affectés par les mouvements hercyniens qui, au Maroc, datent du Dévonien terminal au Carbonifère moyen : ceux-ci affectent aussi bien des noyaux d'âge primaire englobés dans les chaînes récentes qu'un domaine entier comme l'Anti-Atlas ou la Meseta.

- **L'Anti-Atlas:** Les séries paléozoïques, du Cambrien au Dévonien inclus, sont affectées par des plis ouverts, kilométriques. On n'y observe que rarement un clivage schisteux et des traces d'une évolution métamorphique ne sont visibles que dans la partie occidentale de l'Anti-Atlas (HASSENFORDER, 1987). La déformation hercynienne n'est pas datée précisément sauf dans la partie la plus septentrionale à Tineghir où elle est carbonifère (MICHARD et al., 1982).

- **Le Nord du Maroc:** Dans cette partie du Maroc hercynien, on distingue une zone interne et une zone externe (PIQUE, 1983; Fig. I-2):

*1- **La zone interne** se caractérise par: des phases orogéniques anciennes, Dévonien terminal à Carbonifère inférieur; un métamorphisme anchi- à épizonal et une déformation généralisée et relativement importante; un déversement des plis vers les zones externes, c'est-à-dire vers l'Ouest. Elle s'étend dans :

- la partie orientale de la Meseta occidentale, c'est-à-dire l'Est du Maroc central (zone d'Azrou et de Khenifra) et les Jebilet orientales;
- certaines boutonnières atlasiques (Tazekka);
- les massifs de la Meseta orientale (Debdou, Mekkam, Jerada);
- et le Rif interne dans sa position paléozoïque proche de la Kabylie.

Comme on l'a signalé ci-dessus, cette zone interne est caractérisée par une tectogenèse anté- à syn-viséenne. La déformation est datée à environ 360 Ma pour les parties les plus orientales (Mekkam, Debdou) et à environ 330 Ma pour les domaines de Midelt, d'Azrou et de Khenifra (TISSERANT, 1977 ; HUON et al., 1987).

*2- **La zone externe:** C'est la zone la plus occidentale. Elle comprend la plus grande partie du Massif central, les Rehamna, les Jebilet centrales et occidentales et le bloc ancien du Haut-Atlas. La déformation est plus tardive que dans la zone interne, d'âge post-viséen (de 320 à 290 Ma) souvent elle est moins marquée que dans la zone interne sauf dans les zones cisailées. La vergence générale est NNW, mais les directions axiales des plis majeurs montrent des virgations parfois importantes. L'intensité du métamorphisme est très variable : nulle dans les blocs non déformés par exemple le môle côtier ; importante, jusqu'à la mésozone, dans les zones cisailées (PIQUE et al., 1980).

II-2. Le cadre géodynamique hercynienne au Maroc

Le niveau des connaissances acquis, aux plans stratigraphique et structural, sur l'ensemble du domaine hercynien du Maroc, est tel que l'on peut désormais tenter de replacer ce segment de la chaîne hercynienne dans le contexte géodynamique paléozoïque. Ainsi, diverses études, sur lesquelles on reviendra en conclusion, proposent des schémas de l'évolution géodynamique hercynienne du Maroc. Si l'ensemble des auteurs paraissent s'accorder sur l'existence d'une tectonique de collision dans le Maroc oriental, la signification de cette collision est diversement interprétée, soit comme le résultat de la subduction d'une ancienne plaque lithosphérique (BOULIN et al., 1988), soit comme une "subduction continentale" (PIQUE et MICHARD, 1989).

Au stade actuel, il est clair que la solution à cette question : orogénèse intracontinentale ou bien tectonique de marge active ne peut plus résulter des seuls arguments structuraux et qu'il faut faire appel à des marqueurs géochimiques. Parmi ceux-ci, les granitoïdes et les complexes volcaniques sont ordinairement les plus utilisés.

Au Maroc des études récentes ont été consacrées aux granitoïdes :

- MAHMOOD (1980) effectue une étude pétrologique sur le massif granitique de Zaër où il distingue différents types :- type I, granodiorite sub-porphyrrique de bordure ; - type II, granodiorite équi-granulaire central ; - type III, monzogranite à deux micas ; - type IV, granite aplitique d'Aïn Guernoch.

- MRINI (1985) consacre son étude à la géochronologie et à la géochimie isotopique (Sr, Nb, Pb) pour dater et discuter l'origine des granitoïdes hercyniens du Maroc.

- AIT OMAR (1986) étudie le granite d'Oulmès et apporte des éléments nouveaux sur le caractère strictement syntectonique de la mise en place du granite.

- ROSE (1987), par une étude pétrogéochimique sur les types granitiques du Maroc hercynien, montre que l'évolution tectonique magmatique, de 340 Ma à 270 Ma, se résume en trois principaux épisodes d'importance inégale ; tout d'abord la longue durée de la subduction continentale correspond à un magmatisme calco-alcalin associé ; ensuite, une courte période correspondant à la collision continentale engendre des magmas leucogranitiques ; elle est elle-même suivie (ou parfois sub-contemporaine) d'une période tardi-orogénique pendant laquelle des rejeux de grands accidents lithosphériques (cisaillements ?) permettent la mise en place de magmas monzonitiques.

- LAGARDE (1989) montre que la déformation majeure de la Meseta marocaine d'âge tardi-carbonifère s'accompagne de la mise en place dans l'intervalle entre 320 Ma et 270 Ma de granitoïdes syntectoniques. "Le champ de déformation tardi-carbonifère est caractérisé par un raccourcissement NW-SE avec une extension sub-horizontale NE-SW accommodée par des décrochements ductiles essentiellement ENE dextres. Un tel champ de déformation caractérise les domaines crustaux déformés le long de décrochements lithosphériques. Il est compatible avec un coulisage de l'Afrique vers l'Ouest, à l'époque considérée".

- DIOT (1989) dans une étude structurale sur les massifs granitiques de Sebti de Brikiine (Rehamna), des Zaër et d'Oulmès (massif central) et d'Aouli Bou-Mia (Haute Moulouya), subdivise ces massifs en deux groupes :- le premier est celui des granites précoces (Aouli et Bou-Mia dans la boutonnière de Midelt). Leur homogénéité et l'analyse de la déformation conduisent à envisager une mise en place syn- à tardi-tectonique dans un cisaillement crustal vers l'Ouest ; - le second groupe, qui comprend des granites tardifs, localisés à la marge orientale de la Meseta occidentale, est interprété comme étant lié à des décrochements crustaux ; dans le schéma géodynamique d'ensemble présenté, le décrochement se poursuit depuis la Meseta espagnole jusqu'au domaine atlasique et il est responsable dans le massif de Rehamna d'un décro-chevauchement du domaine des bassins carbonifères sur le bloc côtier.

- BOUSHABA et al. (1987), dans une synthèse sur l'ensemble des granitoïdes mésétiens, proposent "un modèle d'extension crustale éo-carbonifère permettant l'installation à l'aplomb du Maroc mésétien de matériel mantellique".

- EL MAHI (1991) a récemment consacré une étude au métamorphisme lié à la mise en place de plutons granitiques de Rehamna dans laquelle il confirme le caractère syncinématique du métamorphisme thermique lié au granite.

- MRINI et al. (1992) dans leur étude récente sur la chronologie Rb-Sr des granitoïdes hercyniens des domaines mésétiens et atlasiques, montrent l'existence de deux

grandes familles magmatiques qui se sont développées pendant l'orogénèse hercynienne entre 330 et 250 Ma. La première est composée de granites "orogéniques", à biotite ± cordiérite, d'origine mixte, et des leucogranites résultant essentiellement d'une fusion crustale, mis en place entre 330 et 280-275 Ma ; ils sont d'affinité calco-alcaline. La seconde famille est formée de granites "tardi-orogéniques", d'âge compris entre 275 et 250 Ma. Ils sont essentiellement alcalins.

- GASQUET et al. (1992) montrent que les roches plutoniques basiques du complexe plutonique du Tichka sont d'origine mantellique. Les diorites sont formées par un processus de cristallisation fractionnée combinée à la contamination (AFC). Les granitoïdes sont issus de l'anatexis de la croûte profonde.

En ce qui concerne les séries volcaniques paléozoïques qui précèdent et annoncent la déformation hercynienne ("pré-orogéniques"), comme celles qui accompagnent et suivent cette déformation ("orogéniques"), plusieurs travaux ont porté sur la caractérisation surtout pétrographique.

III. LES TRAVAUX ANTERIEURS

On peut résumer l'évolution des travaux sur les provinces volcaniques hercyniennes au Maroc en trois stades ou époques, dont chacune correspond à des observations particulières.

III-1. Les observations générales d'ordre pétrographique

Après les notations de LECOINTRE (1926) et de TERMIER (1936), les travaux de GARCIA (1961) représentent la première étude pétrographique effectuée sur une petite localité de la région de Rabat, dans la vallée de l'Oued Khorifla. Il s'agit des roches volcaniques intercalées dans les formations schisteuses tournaisiennes de l'Oued Khorifla.

En ce qui concerne la province de la Meseta orientale, les formations volcaniques ont été annoncées et étudiées occasionnellement dans le cadre des travaux cartographiques géologiques de MORIN (1960), MEDIONI (1977), OWODENKO (1976), EL GHAZI (1977).

Plus à l'Est, en Algérie, LUCAS (1942), GUARDIA (1975) ont étudié les monts de Ghar Rouban, à environ 150 km. d'Oran dont la partie occidentale continue, en territoire marocain, le massif de Jerada. Le complexe magmatique de Jerada, d'âge viséen supérieur, est semblable à celui de la Meseta orientale ; il est constitué de dolérites, de dacites, de filons de dolérites, de brèches, tufs et cinérites. CHALOT-PRAT et al. (1984) étudie les terrains du massif de Tazekka : le complexe volcano-sédimentaire repose en discordance angulaire sur les schistes ordoviciens. Les cinérites à pisolites volcaniques indiquent des éruptions aériennes. L'activité volcanique terminale est marquée par des tufs, tuffites et grès tuffacés stratifiés. Le volcanisme, contemporain de la sédimentation de la fin du Viséen, commence au Viséen supérieur et s'étend au moins jusqu'au Westphalien A-B.

Plus récemment, JAILLARD (1986) a repris l'étude pétrographique du complexe volcanique de Jerada en le comparant au complexe volcanique hercynien de la province de Huelva en Espagne et en leur attribuant un âge tournaisien.

III-2. Les travaux pétrographiques et analytiques

Les premiers travaux analytiques ont été effectués et publiés par CHEROTSKY et CHOUBERT (1973). Par la suite, HUVELIN (1977) décrit le complexe volcano-sédimentaire d'âge viséen supérieur-namurien des Jebilet et il détermine la nature chimique et la composition virtuelle des différentes roches : spilites, gabbros, dolérites et granophyres qui le composent. Il signale l'abondance des tufs, quartz kératophyres et cinérites rubanées.

PIQUE (1979) fournit quelques descriptions des complexes magmatiques pré-orogéniques de la Meseta nord occidentale appuyées sur 28 analyses chimiques. Il décrit des laves et projections volcaniques (trachyte, andésite) d'âge Cambrien moyen, famennien et tournaisien et des coulées associées à des filons de composition basaltique d'âge tournaisien et viséen dans les Sehoul au Nord de Rabat.

Dans les Rehamna, HOEPFFNER (1980) donne les premières analyses sur des roches des Rehamna antérieures au plissement d'âge namuro-westphalien : sills et dykes, dolérites, diabases et gabbros. Leur composition minéralogique primaire comporte des plagioclases

(oligoclases, andesine) et de l'augite. L'association minéralogique secondaire est formée par l'albite, la chlorite, la calcite, l'épidote, la séricite, l'oxyde de fer et l'ilménite.

En Meseta orientale, HOEPFFNER (1979) résume quelques caractéristiques du volcanisme viséo-namurien. Le complexe de la boutonnière de Tazekka est discordant sur les formations antérieures déjà structurées. Le caractère essentiel de ce volcanisme est l'abondance des produits volcanoclastiques (brèches, tufs,...) qui accompagnent l'émission de coulées andésitiques, dacitiques et rhyodacitiques. La tendance calco-alcaline de cet ensemble est établie d'après l'étude des éléments majeurs.

III-3. Les travaux géochimiques (éléments en traces)

L'approche plus fine de la nature géochimique des laves et la caractérisation de leurs magmas parentaux est réalisée grâce à la géochimie des éléments en traces et l'utilisation de diagrammes conçus pour la détermination du contexte géodynamique.

Après les travaux de HUVELIN (1977), BORDONARO (1983) montre que l'activité magmatique dinantienne des Jebilet centrales est représentée au début par des tuffites et ensuite par des brèches et des tufs, avec de grands sills gabbroïques et des corps composites acides et basiques qui montrent une différenciation magmatique. Le volcanisme est bimodal. Les roches basiques sont d'affinité tholéitique, et c'est la fusion de la croûte continentale au contact de la chambre magmatique qui est à l'origine du magma acide. Le secteur étudié a subi une distension intracontinentale de type rift.

AARAB (1984) apporte des renseignements nouveaux sur le magmatisme préorogénique d'âge viséen supérieur des Jebilet centrales. Il déduit de l'étude géochimique des éléments majeurs et des terres rares le caractère cogénétique des termes acides et basiques. Ces deux types de roches sont le résultat de la différenciation d'un même magma à caractère de tholéite à olivine aniso-titanée.

En 1982, j'ai repris en Meseta nord-occidentale les observations préliminaires de PIQUE (1979) en les approfondissant par une étude pétrographique et par la caractérisation géochimique des laves dinantiennes. Les principaux résultats de cette étude (KHARBOUCH, 1982 ; PIQUE et KHARBOUCH, 1983 ; KHARBOUCH et al., 1985) sont les suivants : les roches magmatiques dinantiennes sont intrusives (sills de dolérites et diabases) et effusives (coulées de spilites, kératophyres et andésites albitisées). La géochimie des éléments en traces et particulièrement des éléments hygromagmaphiles montre deux souches magmatiques, probablement issues d'une même source solide : l'une est à affinité tholéitique et transitionnelle ; l'autre est transitionnelle à alcaline. Les deux correspondent à un contexte géodynamique de type distension intracontinentale.

Dans la même étude (KHARBOUCH, 1982), j'ai montré que le volcanisme "post-orogénique" de la Meseta orientale, Viséen supérieur, surtout explosif, indique une tendance calco-alcaline franche, semblable à celle des marges continentales actives actuelles. Récemment, CHALOT PRAT (1990) dans son étude sur le complexe volcanique du massif de Tazekka confirme le caractère calco-alcalin et précise que le magmatisme est typiquement bimodal ce qui implique la participation de manteau sous-continental et la croûte continentale sous-jacente ; dans le schéma qu'elle propose, la subduction continentale pourrait être provoquée par un écaillage intralithosphérique ; ainsi, le magma acide rhyolitique pourrait être issu d'une fusion partielle de la croûte continentale sous l'effet de l'ascension des magmas basiques, typiques d'un contexte de subduction de croûte continentale.

IV. ETAT DE NOS CONNAISSANCES ET PROBLEMES POSES

A première vue, la distinction structurale fondamentale entre les zones orientales internes et les zones occidentales externes du Maroc concorde avec la distinction opérée dès 1985 (KHARBOUCH et al., 1985) entre une province calco-alcaline orientale et une province tholéitique à transitionnelle occidentale. Il est donc tentant de voir au Maroc une zone de subduction orientale, caractérisée par un volcanisme calco-alcalin et une zone en distension, de type arrière-arc à l'Ouest, avec des laves tholéitiques.

Ce schéma, proposé en 1985, demande cependant à être précisé et testé sur plusieurs points :

- l'arc volcanique (de type andin ?) d'âge viséo-namurien de la province orientale est largement postérieur à la déformation paroxysmale datée à environ 360 Ma (HOEPFFNER,

1987; HUON et al. 1987) et donc, *a fortiori*, à la subduction qui aurait pu précéder cette collision.

- par ailleurs, le volcanisme distensif de la province occidentale peut-il caractériser un bassin d'arrière-arc, alors qu'il précède d'environ 30 Ma le "volcanisme d'arc" de la province orientale ?

Il est donc nécessaire d'entreprendre une mise à jour de l'ensemble du dossier du volcanisme dévono-dinantien du Maroc, avec la reprise des études anciennes et, surtout, l'apport de compléments réalisés dans les diverses zones du Maroc hercynien : dans les Rehamna et Jebilet, prolongements du bassin occidental, dans le Maroc oriental et dans la région du Fourhal, qui pourrait constituer un jalon entre les deux domaines.

Une première partie sera consacrée à l'étude pétrographique et minéralogique, massif par massif, des séries magmatiques dévono-dinantiennes. La seconde partie sera axée sur l'étude géochimique : éléments majeurs et éléments en traces. Enfin, cette étude sera suivie d'un essai de synthèse géochimique et d'une comparaison avec la chaîne varisque d'Europe.

Première partie.:

**ETUDE PETROGRAPHIQUE et MINERALOGIQUE
DANS LA MESETA ORIENTALE et OCCIDENTALE**

CHAPITRE II

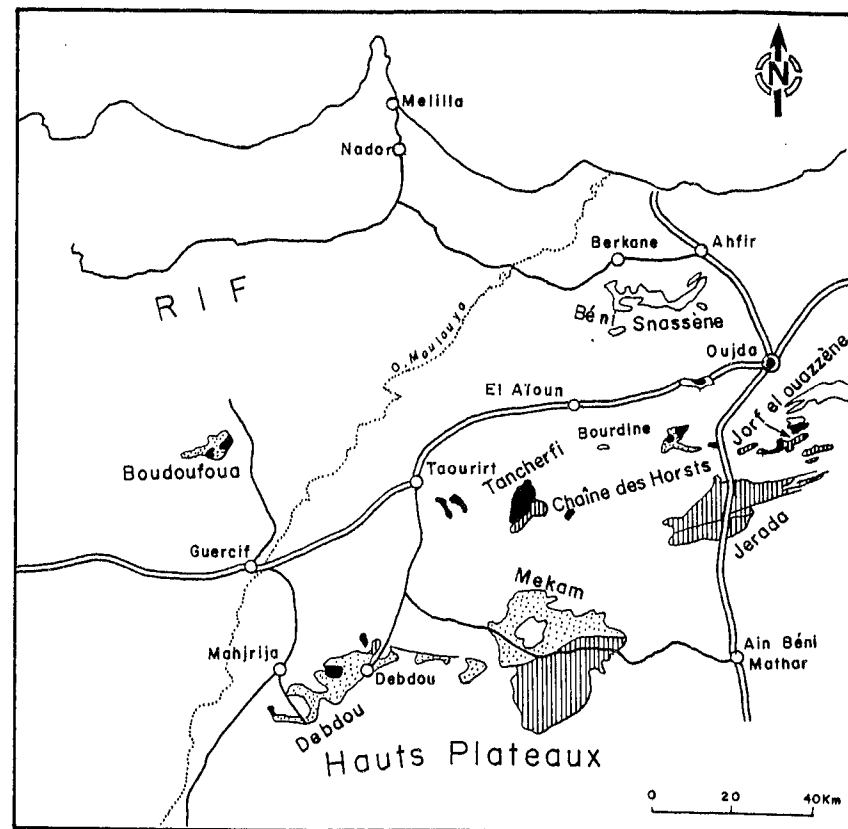


Fig.II-1 : Boutonnières du Maroc oriental. Pointillé : terrains antéviséens. Hachures : terrains carbonifères. Noir : massifs de granitoïdes. (HOEPFFNER, 1987)

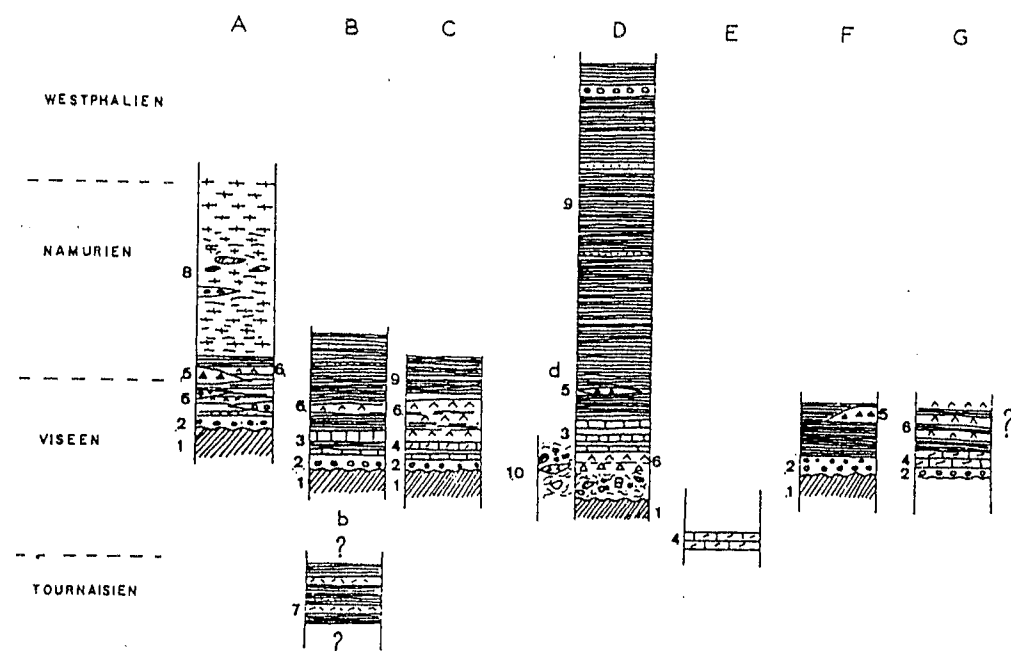


Fig.II-2 : Le Carbonifère de Meseta orientale. A : Tazekka. B : Debdou, b : série de Flouch. C : Mekam. D : Jerada, d : Tancherfi. E : Ghar Rouban. F : Tifrit. G : Traras. 1 : substratum antéviséen. 2 : séries détritiques de base : grès, conglomérats. 3 : calcaires viséens supérieurs. 4 : calcaires dolomitiques. 5 : laves (andésites, dacites). 6 : volcanoclastites. 7 : grauweekes et arénites. 8 : volcanoclastites de Boujaâda. 9 : série gréso-péltique (Jerada, Mekam sud). 10 : olistostrome (d'après HOEPFFNER, 1987)

CHAPITRE II

LES SERIES VOLCANIQUES DINANTIENNES CALCO-ALCALINES DE LA MESETA ORIENTALE

I. PRESENTATION ET CADRE GENERAL

La chaîne plissée du Moyen-Atlas sépare la Meseta marocaine en deux domaines structuraux (MICHARD et PIQUE, 1979; PIQUE et MICHARD, 1981; PIQUE, 1989): le domaine de la Meseta occidentale (chap.III) et le domaine de la Meseta orientale. Cette dernière fait partie du segment oriental de la chaîne hercynienne du Maroc; elle montre la couverture mésozoïque tabulaire des Hauts Plateaux au sein de laquelle affleurent des boutonnières à matériel paléozoïque plissé (Fig. II-1).

A la Meseta orientale, on ajoutera ici la boutonnière du Tazekka située à l'Ouest entre le Causse moyen-atlasique et le Moyen-Atlas plissé. Au Sud-Est de la jonction entre le Moyen-Atlas et le Haut-Atlas, apparaît la boutonnière de Midelt. D'Ouest en Est dans la Meseta orientale proprement dite, le Paléozoïque apparaît dans la boutonnière de Debdou-Mekam et dans le "pays des horsts" qui s'étend depuis Taourirt jusqu'à Oujda. Cette dernière région comprend un certain nombre de petites boutonnières dont les plus notables sont les massifs de Tancherfi, Bourdine, Zekkara, Jorf Ouazzène et Jerada. Le pays des horsts se prolonge vers l'Est en Algérie par les massifs de Ghar Rouban et Tifrit-Saïda. Les terrains paléozoïques les plus anciens sont datés de l'Ordovicien et du Silurien dans la partie la plus occidentale du Tazekka (VAN LECKWIJCK et TERMIER, 1938; DESTOMBES, 1971; MORIN, 1973; HOEPFFNER, 1977; RAUSCHER et al., 1982) et dans la région d'Oujda (HUVELIN, 1970; 1977; OWODENKO, 1976; DESTEUCQ et FOURNIER-VINAS, 1981).

La Meseta orientale se caractérise, dès le Dévonien, par l'individualisation d'un bassin à sédimentation de type flysch. Les terrains du Carbonifère sont discordants sur les terrains plus anciens, plissés par une phase éovarisque antéviséenne. Le Viséen supérieur discordant est représenté par des terrains schisteux, argileux ou gréseux datés près de Touissit par les goniatites de Chebket Hamra (GENTIL, 1908; LUCAS, 1942; OWODENKO, 1946). Ces schistes alternent avec des formations volcaniques et volcano-sédimentaires (Fig. II-2). Le Carbonifère de la Meseta orientale est, en effet, caractérisé par une activité volcanique à caractère essentiellement explosif dès le Viséen supérieur. Le volcanisme post-tectonique (ou post-orogénique par référence à la phase majeure de déformation ici fini-dévonienne) commence assez tôt dans le bassin carbonifère de Jerada, après le dépôt d'un olistostrome où sont remaniés des éléments du socle antéviséen. L'activité volcanique s'achève à l'Ouest dans le Tazekka au début du Namurien. Là, les roches

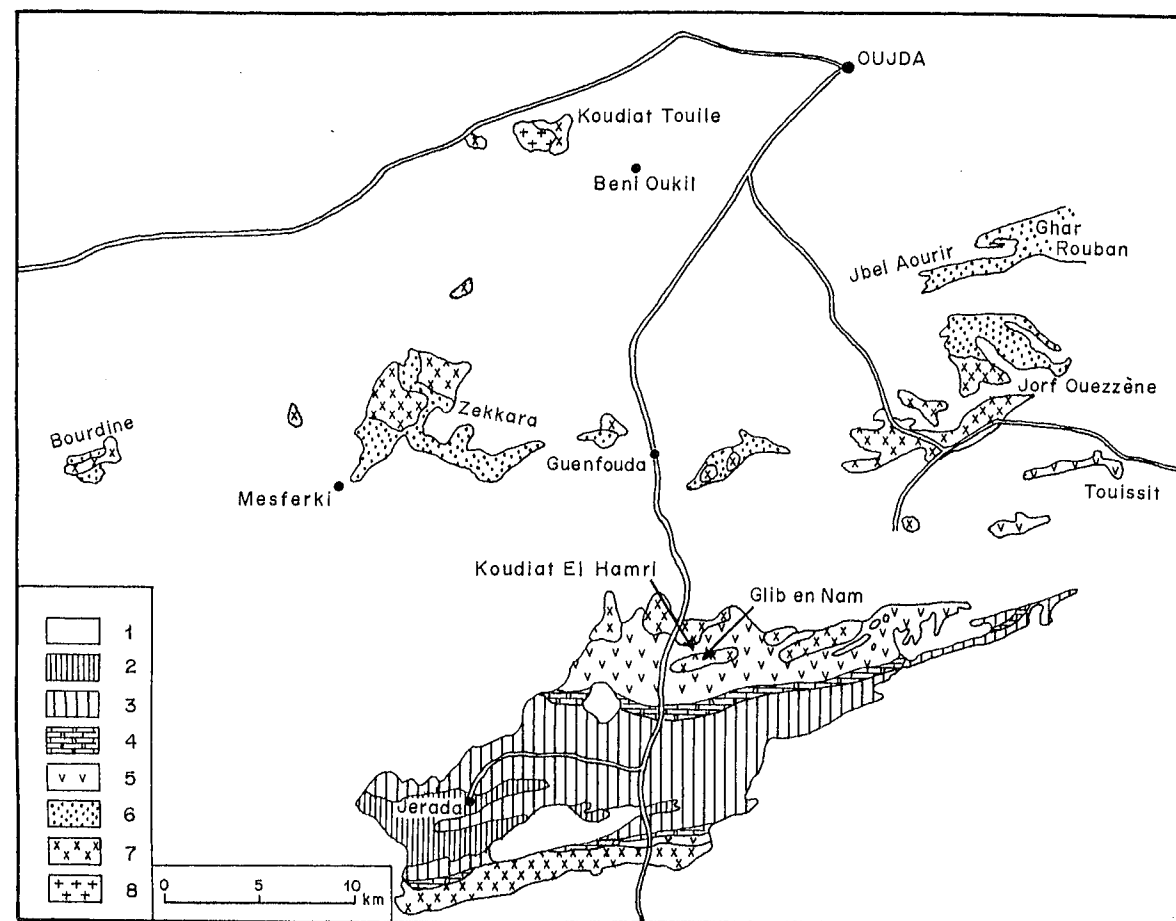


Fig. II-3 : Carte des affleurements paléozoïques de la région d'Oujda d'après OWODENKO (1976) modifiée. 1 : couverture post-paléozoïque. 2 : Westphalien C du bassin de Jerada. 3 : Westphalien A et B. 4 : Namurien. 5 : Viséen supérieur. 6 : terrains antéviséens, essentiellement ordoviciens, siluriens et dévoniens. 7 : magmatisme carbonifère, complexe volcano-sédimentaire du synclinal de Jerada et de Jorf Ouazzène, granodiorites des Zekkara. 8 : granite tardi-hercynien de Koudiat Touila.

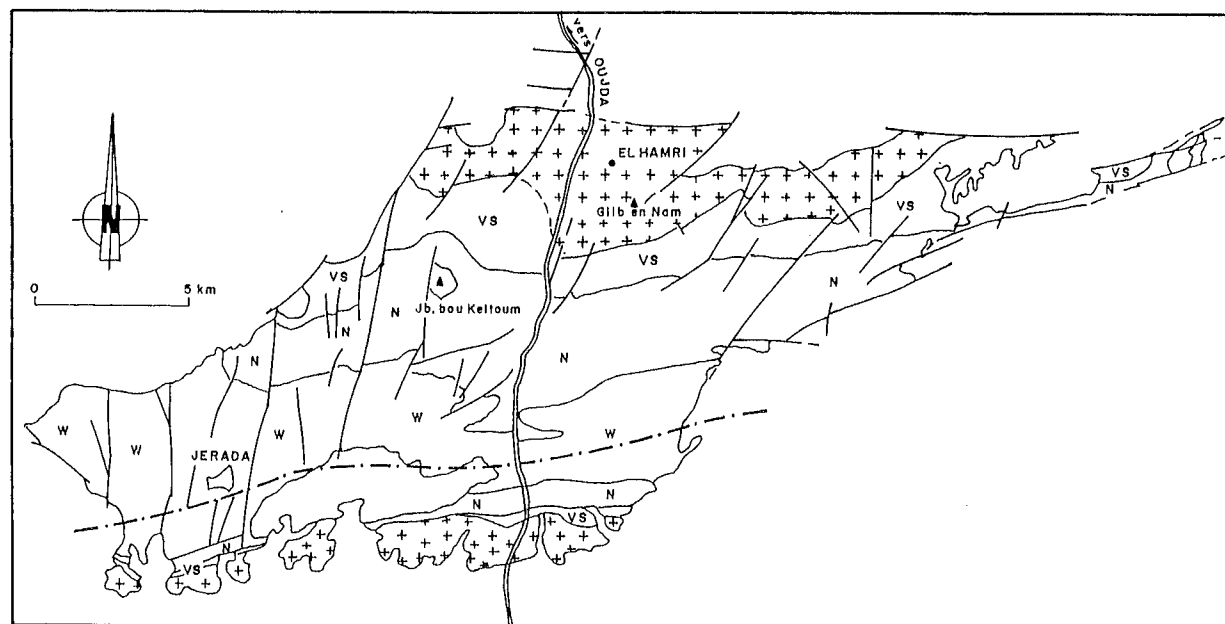


Fig. II-4 : Carte de la boutonnière de Jerada (tiré de la carte inédite au 1/100 000 de VAILIN). V.S : Viséen supérieur, N : Namurien, W : Westphalien, ++++ complexe volcano-sédimentaire.

volcaniques et volcano-sédimentaires sont en discordance sur les Schistes de Tazekka structurés probablement par la phase "Sudète" d'âge viséen (HOEPFFNER, 1987).

Dans tout le Maroc oriental, cette activité volcanique viséenne et namurienne est accompagnée par un magmatisme plutonique et hypovolcanique donnant des filons et des intrusions de diorite, de microdiorite et de granodiorite qui se mettent en place dans les terrains antéviséens. Ce sont les microdiorites de Bou Yaâlou à Tazekka, les sills du secteur de Sidi Lahcen dans le Mekam (HUVELIN, 1983; CHEGHAM, 1985); les granodiorites et microgranodiorites de Tancherfi, de Zekkara, de Guenfouda et Jorf Ouazzène. LUCAS (1942) et OWODENKO (1976) ont montré la quasi-contemporanéité du volcanisme et de ces intrusions.

Au dessus de ces niveaux volcaniques et volcano-sédimentaires, on passe en continuité aux couches grésopélitiques du Namurien puis au Westphalien paralyse bien développé dans le bassin de Jerada (IZART, 1990) qui seront déformées au Carbonifère supérieur (HOEPFFNER, 1987).

La déformation tectonique de la Meseta orientale comprend donc deux phases principales : une première phase précoce, éovarisque, est antérieure aux dépôts volcaniques du Viséen supérieur. Elle est accompagnée par un métamorphisme régional anchi- à épizonal. Les datations isotopiques permettent de séparer un épisode à 370 Ma, développé de Midelt à Debdou-Mekam d'un épisode à 330 Ma reconnu dans le Tazekka (HUON et al., 1987; HOEPFFNER, 1987). Une deuxième phase, post-westphalienne ("tardi-varisque") s'achève par le développement de quelques plis et d'accidents cassants et par la mise en place de plutons granitiques.

Dans le cadre de ce travail nous allons rassembler les observations ponctuelles faites sur les séries volcaniques, hypovolcaniques et volcano-sédimentaires connues dans les boutonnières de Jerada, de Jorf Ouazzène, des affleurements de la route Oujda-Touissit, de Debdou Mekam et de Tazekka, en apportant des données nouvelles sur les séries de la boutonnière de Tancherfi, de Jerada et de Mekam.

II. APPROCHE PETROLOGIQUE ET MINERALOGIQUE DES SERIES MAGMATIQUES DE CHAQUE MASSIF.

II. 1 . Présentation des massifs : disposition cartographique, stratigraphique et pétrologie du complexe volcanique.

II. 1.1. Les laves de la boutonnière de Jerada.

II. 1.1.1. Localisation et stratigraphie.

Cette province, située tout à fait à l'est du Maroc oriental, au sud de la ville d'Oujda (Fig. II-3), a fait l'objet de divers travaux (LUCAS, 1942; HUVELIN, 1970b; OWODENKO, 1976; KHARBOUCH, 1982; DESTEUCCQ, 1982; DESTEUCCQ et POTHERAT, 1982 et HOEPFFNER, 1987). La boutonnière est réputée pour l'exploitation houillère du bassin carbonifère dont les couches dessinent un synclinorium dissymétrique d'axe WSW-ENE (OWODENKO, 1976) plurimétrique et à coeur westphalien (Fig. II-4,5)

Les terrains paléozoïques de Jerada s'étagent du Viséen jusqu'au Westphalien C. Le Viséen supérieur repose en discordance sur la formation chaotique qui affleure depuis la boutonnière de Tancherfi à l'Ouest jusqu'à Jorf Ouazzène à l'Est. L'âge de cet olistostrome a été longtemps discuté (HUVELIN, 1970; VALIN, 1979; HOEPFFNER, 1987; TORBI, 1988), mais l'âge le plus probable est Viséen supérieur, localement contemporain du volcanisme.

La série viséenne débute toujours par une formation volcano-sédimentaire dans laquelle s'intercalent des niveaux pélitiques et fossilifères du Viséen supérieur (OWODENKO, 1976). Sur le flanc nord du synclinal il y a passage progressif de schistes noduleux à des schistes qui alternent avec des calcaires de plus en plus importants. Sur le flanc sud, la formation est plus riche en bancs calcaires alternant avec des schistes qui sont coiffés par des lentilles récifales reposant localement sur les formations volcaniques. OWODENKO (1976) signale que la transgression venait du NE du fait que l'épaisseur (600 m) du Viséen supérieur au Nord dépasse largement celle du Sud (140 m) où sont présents des faciès récifaux.

Les terrains du Viséen supérieur passent progressivement aux faciès pélitiques du Namurien (200 à 300 m d'épaisseur) avec des intercalations gréseuses ou parfois conglomératiques remaniant des phytolites du Silurien. La limite entre le Namurien et le Viséen est marquée par des éruptions de laves andésitiques et dacitiques qui sont les dernières émissions volcaniques du Carbonifère. Le Westphalien A est marin et molassique avec des intercalations schisteuses et gréseuses ; il est concordant sur le Namurien. Le Westphalien B est représenté par un dépôt détritique et charbonneux de bordure de bassin paralic. Ces dépôts font du bassin de Jerada la plus grande mine houillère exploitée de l'Afrique du Nord. Le Westphalien C est essentiellement lagunaire et continental ; il débute par le "Grand Poudingue". Après ces derniers dépôts de Westphalien C, il y a régression totale dans la région.

L'analyse tectonique sur les monts du SE d'Oujda a permis à TORBI (1988) de montrer que la phase de plissement P2 antéviséenne a évolué vers des failles décrochantes sub-équatoriales qui seront les voies d'acheminement des laves formant le complexe volcano-sédimentaire du Viséen supérieur de la région. A noter que ces séries volcaniques et volcano-sédimentaires post-orogéniques (OWODENKO, 1976 ; El GHAZI et HUVELIN, 1981) avaient été comparées par JAILLARD (1986) aux volcanites du Tournaisien-Viséen moyen de la province de Huelva en Espagne.

a. Les formations volcaniques et volcano-sédimentaires du flanc nord du synclinal de Jerada

Lorsqu'on parle de volcanites du flanc nord du Jerada on fait allusion au massif volcanique dominant du Glib Naâm "Coeur d'autruche". C'est une colline pointue qui se trouve à gauche de la route Oujda-Berguent à 11 km de Gounfouda. La piste qui mène vers cette colline passe par l'autre colline moins élevée de la Koudiat El Hamri (Fig.II-6).

* La colline d'El Hamri est entièrement constituée de roches magmatiques acides ; les affleurements sont de teinte rose par altération. La base ainsi que le replat de cette colline sont composés d'une roche rose bréchique porphyrique à gros yeux de quartz corrodé. La roche est de couleur vert-sombre lorsqu'elle est fraîche. C'est une rhyodacite autobréchique. Au dessus de ce niveau, vient une roche acide autoclastique microcristalline, fluidale et rubanée, qui rappelle la brèche

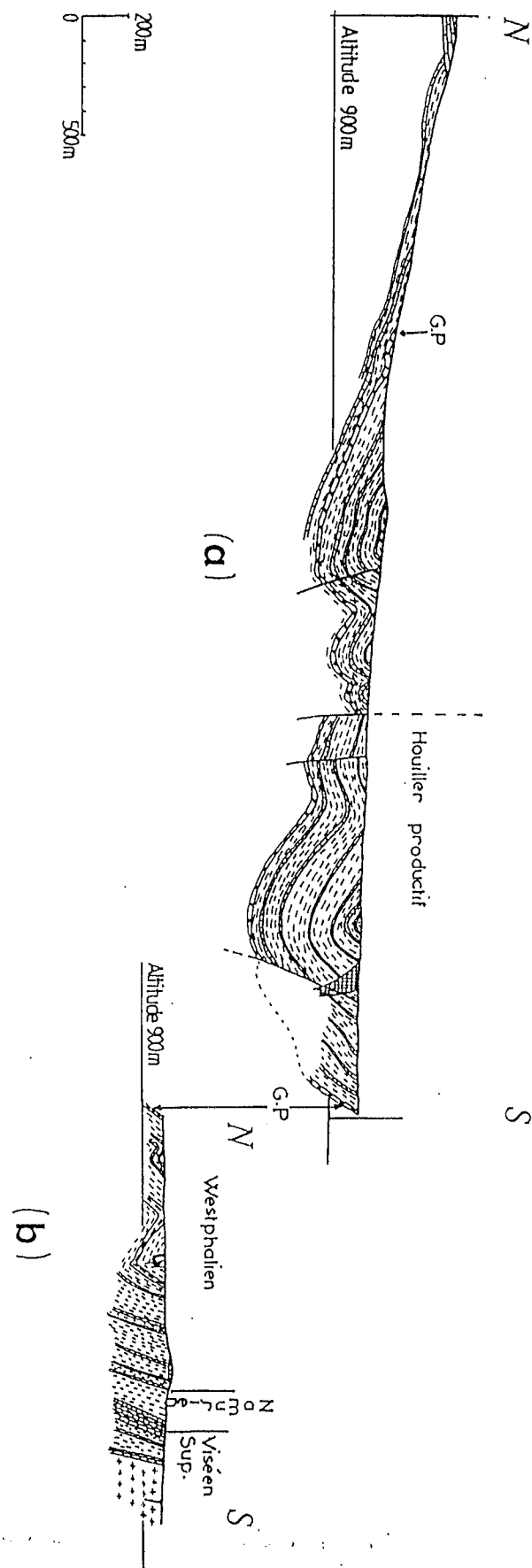


Fig.II-5 : Coupes montrant la géométrie en synclinorium, déversé vers le Nord, du bassin carbonifère de Jerada. (d'après Valin, 1979, Fig. 15).
(a) : Coupe de Hassi Bellal-Jerada (796, 1/415 : 795, 25/419, 7 km) - Westphalien C.
(b) : Coupe de l'Oued Agaïa (796, 5/413, 35 : 796, 45/415, 1 km). Viséen supérieur : Roches volcaniques, série volcano-sédimentaire et dépôts détritiques. Namurien : Alternance de schistes et de grès. Westphalien : (A, B et C) : Grès et schistes à niveaux de houille. G. P. : "Grand Poudingue" à la base du Westphalien C.

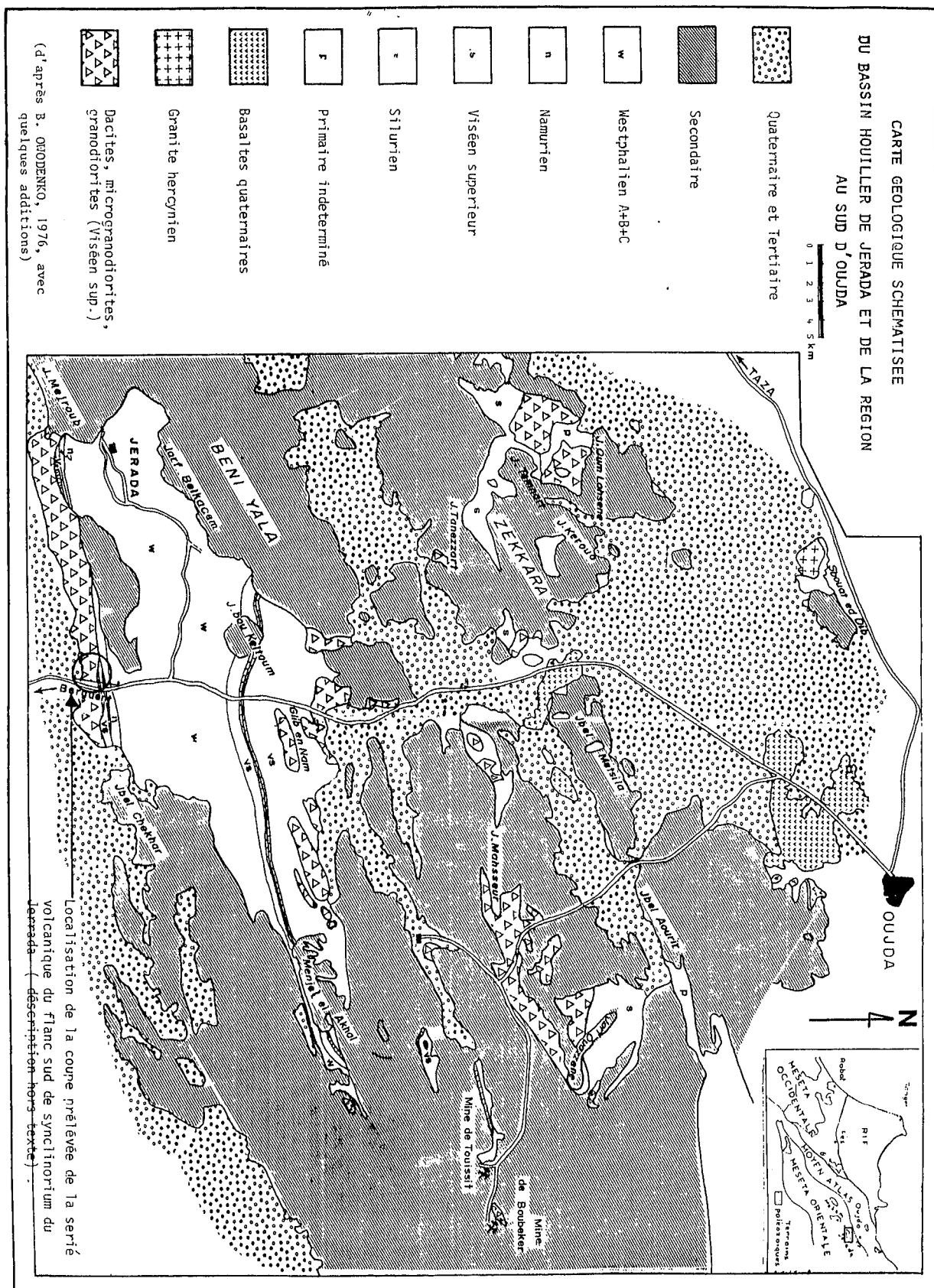


Fig. II-6 : Carte géologique schématisée du bassin houiller de Jerada et de la région d'Oujda (d'après B. OWODENKO, 1976, avec quelques additions).

pyroclastique ignimbritique que nous verrons à la base de la série volcanique du flanc sud du synclinal (F86-29A). La fluidité de la roche montre des plis d'écoulement. Ces niveaux sont difficiles à suivre latéralement. Au sommet de la colline, on passe rapidement tantôt à des rhyolites massives de couleur rose, à phénocristaux de plagioclase et de quartz, tantôt à des brèches rhyolitiques et ignimbritiques.

Localement, sur quelques mètres sur une coupe SE-NW le long de l'oued Es Safsaf (Fig. II-7), ont été observées les figures d'une coulée pyroclastique comprenant des blocs massifs à texture de pyromérides et des blocs à fiammes vitroclastiques.

Ces observations de terrain suggèrent que la rhyodacite porphyrique d'El Hamri est un dôme, tandis que les brèches pyroclastiques seraient soit la base de la coulée pyroclastique à cachet ignimbritique, soit un chenal, soit encore une cheminée vitroclastique.

* La colline de Glib Naâm (Fig. II-8) est constituée au sommet par une lave andésitique de couleur vert-sombre et par des roches volcano-sédimentaires sur les pentes. La composition de la lave est homogène, mais l'aspect de la roche est microbréchique et elle devient granuleuse par altération. Ces laves andésitiques peuvent présenter des passées à structure massive avec un débit en prismes perpendiculaires aux surfaces de refroidissement au sommet de la colline. La lave peut aussi montrer des structures d'altération en boules. Des filons métriques de même composition que la formation andésitique pourraient représenter des conduits d'alimentation de cette unité.

On observe aussi de nombreuses fissures remplies par une roche microcristalline, riche en cristaux d'épidote de teinte vert pistache et de taille centimétrique. Ces fissures ont servi de conduit de circulation des fluides hydrothermaux.

b- Les formations volcaniques et volcano-sédimentaires du flanc sud du synclinal de Jerada

On les suit le long d'une coupe d'environ 1500 m d'épaisseur levée le long de la route d'Oujda-Jerada au point kilométrique 49. La formation (Fig. II-9) débute par une faille qui met en juxtaposition des sédiments et la brèche pyroclastique de début de la série ; il s'agit d'une brèche acide d'ignimbrite perlitique acide à blocs de 1 à 5 cm de couleur rose, cimentés par une matrice très chloriteuse à texture fluidale. Le dépôt à chaud a été suivi de la soudure des fragments vitreux constituant la matrice ; on observe, en effet, une continuité entre celle-ci et les invaginations vitreuses pénétrant dans les pyroclastes corrodés. La lave est rose à l'état frais, et vert lorsqu'elle est altérée et chloritisée. Elle ressemble à celle trouvée au sommet de Koudiat El Hamri (flanc nord). Au dessus, vient une alternance de schistes, de cinérites et de microbrèches. Dans ces niveaux est intercalé un niveau très mince (15 à 20 cm) d'ignimbrite. En montant la colline on trouve une roche d'aspect lavique, massive à nombreux phénocristaux de plagioclases et nombreuses enclaves millimétriques de teinte vert foncé. Au niveau de la borne 3, apparaît une coulée à cachet ignimbritique fiammée à aspect similaire, fluidale de teinte vert clair, dont l'épaisseur est d'environ 20 m et dont la base bréchique renferme des fragments hématitiques. Le contact de son toit avec la cinérite hématitique sus-jacent est franc et sans remaniement. Les intercalations de niveaux hématitiques et tuffitiques indiquent que les éruptions explosives ont eu lieu dans un milieu marin sous une faible tranche d'eau.

Fig. II-8

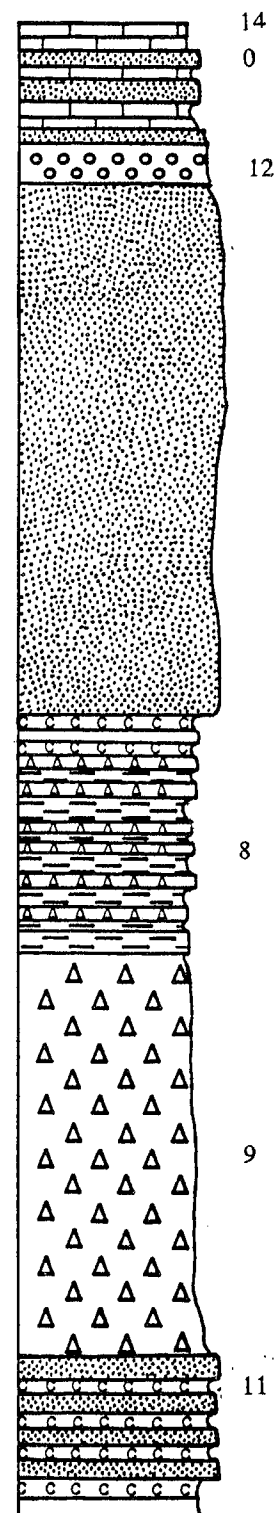
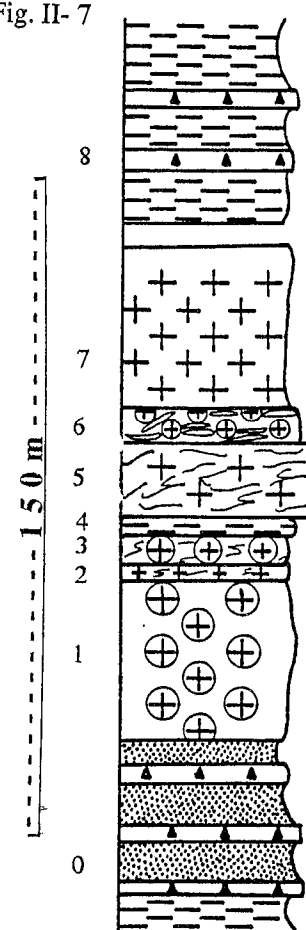


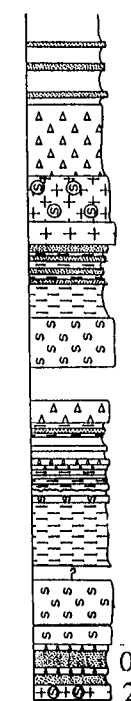
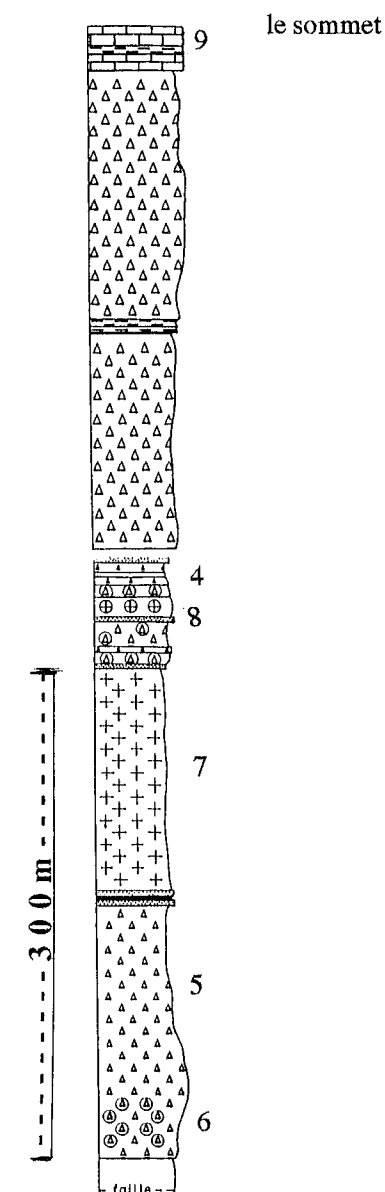
Fig. II-7



- 0 Volcano-sédimentaires
- 1 Rhyodacite autobréchique à gros "yeux du quartz"
- 2 Mélange rhyodacite (enclave) à matrice rhyolitique
- 3 Rhyolite vert-clair autoclastique
- 4 Rhyolite massive fluidale
- 5 Roche bréchique acide et fluidale
- 6 Roche acide fiamée + enclaves de rhyodacite altérée
- 7 Rhyodacite avec moins du quartz = rhyolite porphyrique à dominance plagioclasiq
- 8 Pélite avec intercalation de tuf à cristaux
- 9 Andésite
- 10 tuf grossier
- 11 niveau bioclastique
- 12 fragments de laves soudés sans matrice
- 14 calcaire

Fig.II-7 : Succession lithologique dans la série volcanique et volcano-sédimentaire du flanc nord du synclitorium de Jerada (coupe NW-SE de Koudiat El Hamri, levée le long de l'oued Es Safsaf).

Fig.II-8 : Succession lithologique dans la série volcanique et volcano-sédimentaire du flanc nord du synclitorium de Jerada (coupe N-S de Glib en Nâam).



- 0 : volcano-sédimentaires
- 1 : pélite
- 2 : ignimbrite bréchique
- 3 : ignimbrite
- 4 : volcano-sédimentaires avec intercalation de tufs
- 5 : andésite
- 6 : andésite bréchique
- 7 : rhyolite
- 8 : rhyodacite
- 9 : calcaire

Fig.II-9 : Succession lithologique dans la série volcanique et volcano-sédimentaire du flanc sud du synclitorium de Jerada (coupe N-S de Bouderbala, sur la route Aïn Beni Mathar à 49 km d'Oujda).

Presque au milieu de la coupe (Fig.II-9) apparaissent des roches massives laviques qui montrent une certaine fluidalité puis, sur presque 30 m, une lave massive brêchique de composition andésitique, qui se termine par un dépôt volcano-sédimentaire. Au dessus, repose une intercalation d'une dizaine de mètres d'épaisseur d'andésites brêchiques (F.80-20 P). Les intercalations de brèches andésitiques voire dacitiques et de tuffites sont nombreuses. La brèche acide pyroclastique d'ignimbrite de base (niveau 35 sur coupe de la figure (II-9) réapparaît, surmontée de brèches andésitiques et de tufs cendreaux sphérolitiques à calcédoine.

Vers le sommet, les brèches de coulée andésitique réapparaissent sur environ 80 m et se terminent par un tuf monotone (env. 100 m) de couleur vert clair à nombreux phénocristaux de plagioclases; la série s'achève avec des bancs volcano-sédimentaires de couleur rouge et vert, de microbrèches et de tufs avec une forte dominance de sédiments.

Dans l'ensemble, les variations de structure et de nature des laves sont fréquentes sur de petites distances. Toujours vers le sommet de la série, les brèches de coulées acides à matrice fluidale renferment des enclaves de lave andésitique à texture microlitique et dont les microlites sont creux ou squelettiques, indiquant un refoidissement rapide en surface. Cette observation pourrait indiquer l'intervention de mélanges magmatiques. Globalement, il existe ici une dominance de coulées brêchiques par rapport aux pyroclastites et peu de roches volcano-sédimentaires sont présentes. Cette abondance des laves brêchiques peut indiquer une certaine proximité des appareils volcaniques. La répétition des formations dans cette coupe et leur interruption sont liées aux failles qui affectent le socle.

II-1-1-2 Pétrologie et mode de gisement de l'ensemble des roches de Jerada

a- Définition et nomenclature

La terminologie employée ici pour les roches volcano-sédimentaire est celle donnée par FISCHER (1960 ; 1961 ; 1966) pour toutes les roches formées totalement ou en partie de fragments de nature volcanique. Cette terminologie a été ensuite adoptée par JUNG (1969) et employée ultérieurement par les autres auteurs; il est utile d'en rappeler quelques définitions.

Les dépôts pyroclastiques sont les produits de la fragmentation à chaud d'une lave comprenant des cristaux, des éclats de cristaux, de roches ou de verres issus directement d'un cratère aérien ou sous-aquatique lors d'une activité volcanique. Les retombées pyroclastiques correspondent à la chute passive des pyroclastes sous l'effet de la pesanteur. Le dépôt se fait sur les terres émergées ou dans l'eau.

Les dépôts épiciastiques sont des produits de désagrégation mécanique (érosion, transport) d'une formation volcanique préexistante, puis transportés et resédimentés. Ces produits épiciastiques peuvent être éventuellement mélangés à des éléments non volcaniques.

La classification adoptée par l'I.U.G.S. est celle de SCHMID (1981), basée sur les coupures granulométriques des sédimentologues (tufs cendreaux, tuf à lapilli, brèche, agglomérats).

Une brèche pyroclastique est une roche pyroclastique dont les pyroclastes (blocs) ont une taille moyenne > 64 mm dans lesquels les pyroclastes anguleux dominent.

Un tuf à lapillis est une roche pyroclastique dont les pyroclastes ont une taille comprise entre 2 et 64 mm.

Un tuf cendreaux (cinérite) est une roche pyroclastique dont les pyroclastes ont une taille < 2mm.

- tuf cendreaux grossier (entre 2 mm et 64 µm)

- tuf cendreaux fin (< 64 µm)

Les tuffites sont des roches qui sont formées par un mélange de pyroclastes et d'épiclastes (il y a moins de 75% de pyroclastes et plus de 25% d'épiclastes). Dans notre cas, ce terme est utilisé pour toutes les roches dont les éléments sont granoclassés formant ainsi des lits montrant une sédimentation sous-aquatique.

b- Les formations volcano-sédimentaires

Ces formations sont moins importantes en volume que les laves. Ce sont toutes des roches litées, tantôt à grain fin, tantôt à grain grossier. Elles sont de teinte verdâtre clair à gris. Elles sont composées de cinérites rubanées (ou de tufs cendreaux fins), de tufs à lapillis ou de tuffites. Dans ces formations il y a parfois des intercalations de silts hématitiques. Le bon litage, le granoclassement et l'absence de composant sédimentaire montrent que les cinérites et les tufs ainsi que les microbrèches sont des produits de retombées. Par ailleurs, l'absence de rides de courant exclut l'intervention de courants et exclut la formation de turbidites, ce qui est en faveur de l'hypothèse de retombées pyroclastiques. Leur épaisseur est variable (quelques dizaines de mètres). Les intercalations de niveaux calcaires à entroques ou à foraminifères (F-84-21 , F-84-27) indiquent un milieu de plateforme continentale de faible profondeur. Les figures de slumps dans les niveaux à tuffites résultent de la présence de pente et de l'activité sismique volcanique.

Les cinérites (tufs cendreaux ou tufs cendreaux fins) sont parfois rubanées avec une couleur verte-grise claire. Elles peuvent contenir surtout des éclats de quartz mais des débris de plagioclases sont souvent présents. Certains bancs de cinérites peuvent montrer des fragments ponceux ou vitroclastes ou des bulles (F-84-20), ce qui confirme leur caractère de retombées pyroclastiques. Certains bancs sont tachetés. Les taches blanches sont de forme ovoïde ou arrondie aux limites diffuses (F-84-11 et F-84-28); elles sont composées d'un matériel micacé. Ces taches sont les empreintes d'anciennes cordiérites formées par métamorphisme au contact des andésites ou bien des produits d'origine hydrothermale.

Les tufs à lapillis ou les microbrèches compactes dont les éléments sont de rares fragments de lave microlitique et des fragments de cinérites comportent aussi des phénocristaux de quartz rhyolitique ou de plagioclase craquelé; la matrice est poussiéreuse et felsitique. Parfois la matrice est absente et les fragments anguleux sont jointifs. Certains niveaux sont formés de tuf feldspathique renfermant plus de 50 % de plagioclase ; ceci est dû probablement à des éruptions explosives de nature andésitique à dacitique (F-84-17 et 17a).

Les tuffites forment des bancs reconnaissables à leur litage souligné par un granoclassement des grains cendreaux fins ou grossiers. La matrice est poussiéreuse et difficile à déterminer mais, en général, séricitisée ; peut-être est-elle d'origine sédimentaire (argileuse). Les cristaux sont soit de

plagioclase, soit de quartz. Les fragments lithiques de lave microcristalline ou microlitique sont parfois très abondants

c- Les laves andésitiques

c1- Les coulées andésitique à cachet ignimbritique (Pl.II-1). La roche-type affleure sur le flanc sud du synclinal. C'est une roche massive et compacte de couleur gris-vert sombre décrite comme un tuf pyroclastique (KHARBOUCH, 1982; F-79-60 et F-79-62). L'étude microscopique détaillée montre bien les structures d'une ignimbrite dont les axiolites ou les vitroclastes sont écrasés et tassés, à la suite d'une soudure à chaud (F-79-62). Au microscope, on constate que la texture est vitroclastique (F-79-62) et porphyrique. Les phénocristaux sont abondants (10 %). Il s'agit surtout de plagioclase fracturé, corrodé et à angles émoussés. Leur taille varie de 0.5 à 1 mm de large sur 1 à 2 mm de long. Les microphénocristaux sont aussi abondants. La séricitisation représente l'altération la plus fréquente de ces plagioclases. Les pyroxènes sont en phénocristaux ; ils sont soit dispersés dans la mésostase, soit regroupés en amas. Ils sont en partie altérés en calcite ou en ouralite avec exsolution des oxydes dans les clivages ; il s'agit d'augites.

Les vacuoles sont peu nombreuses (F-79-62) et leur taille est variable. Les plus petites sont inframillimétriques ; les plus grandes, dont la bordure est dentelée (F-79-63), ont des tailles variables entre 4 et 5 mm de long sur 2.5 à 2.8 mm de large (F-79-65). Elles sont remplies de chlorite ou de calcite. L'épidote cristallise sur la paroi ou bien au centre de la vacuole. Les axiolites sont nombreuses dans la mésostase ; ce sont des petites vacuoles déformées et écrasées.

Les enclaves sont de taille millimétrique à centimétrique ; ce sont des fragments lithiques de lave à texture microlitique porphyrique ou microgrenue (F-79-65 et F-79-63) ; ces derniers sont peut-être les produits de démantèlement d'appareils microgranodioritiques.

La mésostase cryptocristalline vitroclastique a une pseudofluidalité accentuée par le tassement et la déformation des axiolites ; sa composition est felsitique. L'altération fréquente est en épidote et chlorite. Les minéraux opaques sont dispersés, en granules ou en cristaux sub-automorphes, dans la mésostase.

c2- Les laves andésitiques autobréchiques : Ces roches sont les plus répandues. Elles affleurent sur les deux flancs du synclinal de Jerada ; leur épaisseur varie de 10 à 150 m sur le flanc nord et de 20 à 400 m sur le flanc sud. La lave est sub-microlitique très porphyrique et felsitique, parfois amygdalaire. Les phénocristaux (jusqu'à 50 %) sont des plagioclases, longs de 0.5 à 2 mm et larges de 0.5 à 1.5 mm, corrodés, à angle émoussé et à contour irrégulier. Ils sont soit isolés soit regroupés en amas dans la mésostase. Ils contiennent des inclusions ; l'altération en séricite et en chlorite est fréquente et souligne le zonage du cristal.

De nombreux minéraux ferro-magnésiens (amphibole brune et pyroxène) sont parfois pseudomorphosés en chlorite et en épidote. Les amygdales de taille millimétrique sont à bordures dentelées et remplies de chlorite, de calcite et quartz. La mésostase est finement microlitique et parfois fluidale. Des minéraux opaques sub-automorphes sont en partie transformés en sphène ; ce sont peut-être d'anciennes ilménites ou titanomagnétites. Certains échantillons montrent, en plus des

minéraux cités ci-dessus, du quartz sous forme d'éclats corrodés avec des invaginations de la matrice ou bien sous forme d'échardes qui représentent des parois de bulles éclatées (F-84-26). On en déduit qu'il s'agit d'un dépôt de retombées pyroclastiques soudées à chaud.

Les analyses chimiques montrent que certains échantillons ont une teneur en SiO₂ à la limite des champs andésitique et dacitique (63 à 64 %) mais le quartz n'y est pas exprimé minéralogiquement.

d- Les ignimbrites acides

Elles montrent différents types structuraux, souvent variables à l'échelle de quelques mètres.

- *L'ignimbrite rhyolitique* (F-84-36, 37, 38 et 39) (Pl.II-1). Ce dépôt forme la colline d'El Hamri. Il est de couleur vert-clair à rose et de faciès non homogène à l'affleurement. Par rapport à la rhyodacite du bas de la colline (voir paragraphe suivant) on peut penser que c'est la même lave qui devient moins porphyrique. Suivant les structures, différentes sortes d'ignimbrites ont été observées :

- *Les ignimbrites fiammées* (Pl.II-1). Elles affleurent localement à la base de la coupe N-S d'El Hamri et surtout sur le versant nord de la dernière colline au bord de l'oued Es Safsaf (Fig.II-9). Les fiammes sont nombreuses, visibles à l'oeil nu et elles baignent dans un ciment felsitique réduit. Elles sont en forme de fuseau à extrémité effilée ou, parfois, effilochées ; leur texture, bien visible en L.N, est microcristalline et ponceuse. Les petites bulles gazeuses non éclatées ont des tailles de 0.5 à 1.5 mm de diamètre et elles sont remplies de quartz à extinction roulante. Les échardes sont écrasées et collées les unes aux autres, soulignant ainsi la fluidalité dans la matrice ce qui implique que le tuf s'est soudé à chaud (F-84-37). Les phénocristaux ne sont pas abondants ; il s'agit de feldspath alcalin kaolinisé et de rares phénocristaux de quartz souvent éclatés. La matrice contient de nombreux éclats de cristaux de quartz anguleux à face courbe et corrodée. Les enclaves, rares, sont des fragments de ponce. Les minéraux ferro-magnésiens sont représentés par quelques cristaux de biotite en partie chloritisée.

- *Les ignimbrites à texture vitroclastique* (F-84-37. Pl.II-1). La roche est porphyrique, avec des phénocristaux de quartz corrodé à fractures pyroclastiques. Les phénocristaux de plagioclase de tailles moyennes sont complètement calcitisés. La mésostase est constituée de nombreuses échardes (vitroclastes) collées à chaud et déformées et aplaties, ce qui donne un aspect fluidal à la roche.

- *Les ignimbrites ponceuses bréchiques* (F-84-39. Pl.). Les fragments à matrice ponceuse sont de nature felsitique homogène. Des phénocristaux de plagioclase zoné et calcitisé y sont noyés. La matrice de la roche est aussi ponceuse et riche en échardes non soudées. La séricite délimite les vésicules. Les phénocristaux de plagioclase sont séricitisés et ceux de feldspath alcalin sont kaolinisés. Les cristaux de biotite sont rares et en voie de chloritisation.

- *Les ponces rhyolitiques à fiammes* (F-84-29). Il s'agit de roches de couleur rosâtre en raison de l'altération. La texture est ponceuse, vésiculée, porphyrique et homogène. Les phénocristaux de quartz et de plagioclase sont moins abondants. Le quartz est très peu corrodé. Les fiammes sont allongées et soulignées par des plages recristallisées en quartz, dont les cristaux sont

disposés perpendiculairement aux épontes de la fiamme. Les enclaves de ponce sont allongées ou arrondies et elles présentent une texture finement cryptocristalline. La matrice est très homogène et très vésiculée ; les vésicules sont dissociées et séparées par une pâte felsitique ; ces bulles sont remplies ultérieurement par du quartz. Cette structure très ponceuse à phénocristaux non éclatés peut représenter la lave vésiculée au contact de l'air juste avant l'éclatement de l'ignimbrite.

e- Les coulées de rhyolite bréchique (F-84-30)

C'est une autobrèche dont les éléments sont plus brunâtres que la matrice. Les éléments sont des blocs à texture microcristalline porphyrique dont les cristaux de quartz et de plagioclase sont automorphes, montrant ainsi un écoulement tranquille. La matrice felsitique a une texture plus finement microcristallisée que celle des blocs.

f- La rhyodacite (F-84-35)(Pl.II-2)

Sur le terrain, elle forme des reliefs aplanis par l'érosion à la base des laves acides ignimbritiques de Koudiat El Hamri. C'est une roche de couleur verdâtre quand elle est fraîche et rosâtre par altération. La lave est autobréchifiée avec des blocs de plus de 10 cm de diamètre. Cette roche pourrait être un dôme sur lequel reposent les coulées pyroclastiques ignimbritiques d'El Hamri ; d'ailleurs, au niveau de la mine abandonnée de Glib Naâm, une excavation montre que cette roche est coiffée par les tufs stratifiés à phénocristaux de plagioclase et de quartz.

C'est une roche massive à faciès grossier. Les phénocristaux sont dominants par rapport à la matrice : le quartz forme des yeux de 0.5 à 1 cm de taille ; les feldspaths atteignent le centimètre. Les enclaves de lave microgrenue ont des dimensions qui peuvent atteindre 2 cm. Le tout est noyé dans une matrice microcristalline de nature felsitique présentant une texture ponceuse visible à fort grossissement en L.N. La vésiculation est soulignée par les oxydes quand la roche est altérée ; cette matrice est formée de fragments anguleux de cristaux de plagioclase, de quartz et de feldspath alcalin. Les mégacristaux et les phénocristaux de plagioclase sont parfois arrondis. Certains sont zonés et leur cœur est plus séricitisé que la périphérie du minéral. Il s'agit parfois de cristaux emboîtés les uns dans les autres et formant ainsi des agrégats dans la mésostase. L'altération fréquente de ces plagioclases est la séricitisation. Les feldspaths alcalins forment des lattes à bordures irrégulières et sont riches en inclusions d'opaques et d'épidotes.

Les mégacristaux et les phénocristaux de quartz montrent des golfes de corrosion typiques en "doigts de gants" ; ils sont automorphes ou arrondis et présentent des fractures d'origine pyroclastique. Des squelettes de cristaux de taille millimétrique de minéraux ferromagnésiens sont totalement pseudomorphosés en épidote, en silice et en opaques. Leurs sections hexagonales et octogonales laissent penser que ce sont d'anciens pyroxènes et d'anciennes amphiboles.

Les minéraux opaques sont en granules ou en microcristaux sub-automorphes ou automorphes. Le sphène est souvent associé à ces minéraux opaques (ilménite ou titanomagnétite).

Vu l'hétérogénéité des structures, la taille des blocs et l'affleurement peu étendu des roches, la Koudiat El Hamri devait être très proche du centre éruptif.

A l'échelle de la boutonnière de Jerada, le volcanisme est intermédiaire et acide. Les laves acides ignimbritiques sont moins importantes en volume que les laves intermédiaires (andésitiques, bréchiques et ignimbritiques). Les éruptions andésitiques et acides pourraient s'être produites simultanément au moins pour une période ; cependant sur le flanc sud, les roches sont plus riches en enclaves de lave et en cristaux de quartz en voie de résorption (dans la lave basique andésitique) et elles montrent un mélange magmatique d'acide-basique. Le volume magmatique affleurant est plus important sur le flanc sud que sur le flanc nord ; dans ce dernier, la nature des sédiments détritiques et carbonatés, et les indications paléontologiques indiquent bien que l'activité volcanique est intervenue dans un milieu de plateforme continentale de faible profondeur.

II.1.2.- La boutonnière de Jorf-Ouazzène

II.1.2.1.- Localisation stratigraphique

C'est la boutonnière paléozoïque qui se trouve le plus à l'Est (Fig. II-3 et 10) du terrain étudié. En 1942, LUCAS l'inclut dans son travail de synthèse des Monts de Rhar Roubane ; elle a ensuite été signalée en 1976, par OWODENKO. Les premières cartes (d'Oujda, de Jerada et d'oued El Heimer) au 1/50000 furent dressées par SCHMID (1981) pour le socle. HOEPFFNER (1987) a étudié cette région dans son travail de synthèse sur le Paléozoïque du Maroc oriental ; enfin TORBI (1988) a réalisé des travaux de détail sur la région en dressant une carte géologique de cette boutonnière (Fig. II-11).

Les terrains de la boutonnière sont d'âge ordovicien, silurien, siluro-dévonien, dévonien, et dévono-dinantien probable. Cartographiquement, les affleurements s'alignent selon une direction à peu près Est-Ouest (Fig. II-11). Le Carbonifère est représenté ici particulièrement par des olistostromes et des terrains volcano-sédimentaires. La mise en place de l'olistostrome de Jorf-Ouazzène est calée entre le début du Viséen inférieur et la base du Viséen supérieur (TORBI, 1988). Cartographiquement, ce même olistostrome affleure suivant une direction presque Est-Ouest (N80) depuis Jorf-Ouazzène jusqu'à Tancherfi. Sa mise en place s'est effectuée dans un bassin viséen supérieur limité par des failles décrochantes. Ces failles décrochantes seraient les voies d'acheminement de magma au Viséen supérieur (Fig. II-13). Les roches volcano-sédimentaires d'âge viséen supérieur reposent sur cet olistostrome et supportent les laves bréchiques dacitiques. Plus à l'Ouest, à Tancherfi, le même olistostrome contient des blocs de pélites du Viséen supérieur (EL GHAZI et HUVELIN, 1981) et remanie des laves viséennes qui, elles-mêmes, contiennent des fragments de "pélites écailleuses" constituant par ailleurs la matrice de l'olistostrome ce qui montre la contemporanéité locale de l'activité volcanique et de la sédimentation chaotique.

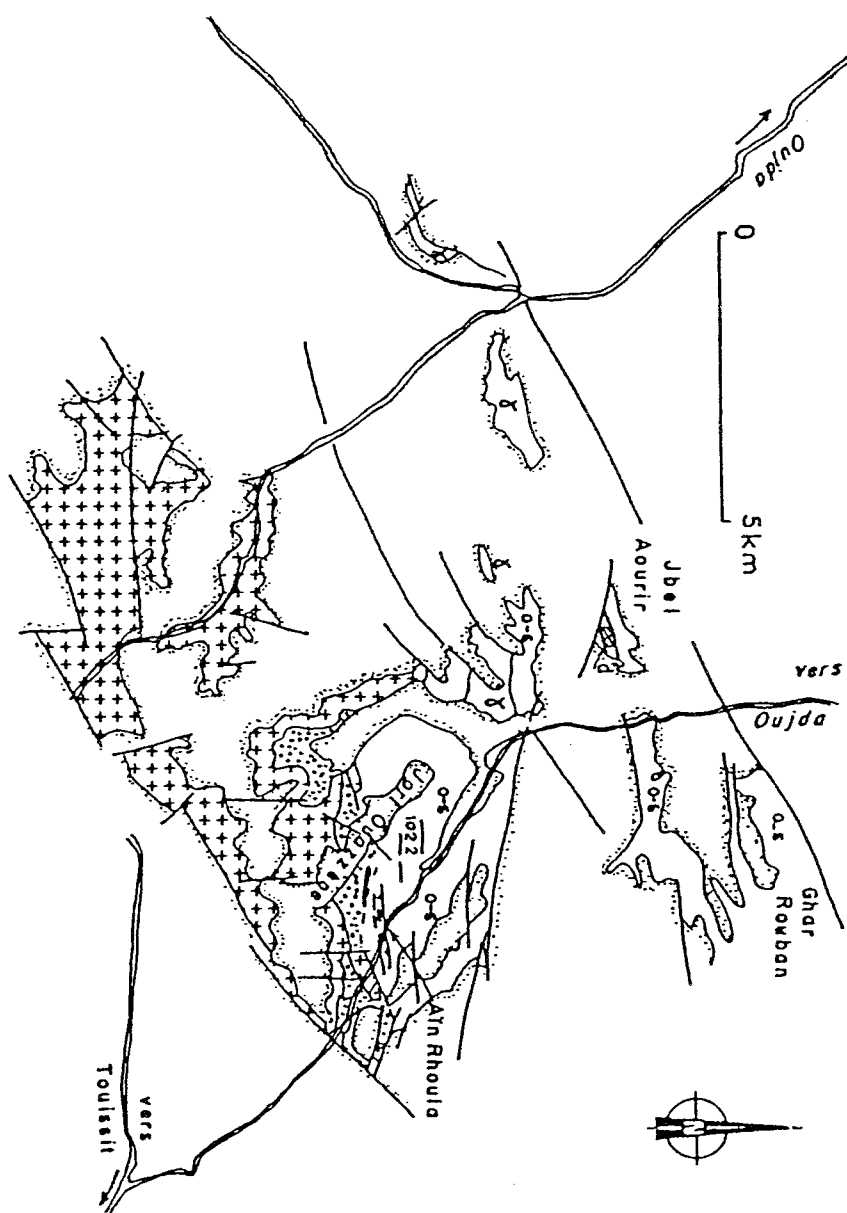


Fig. II-10 : La boutonnière de Jorf Ouazzène (d'après VALIN, 1979, inédit, modifié par HOEPFNER, 1987). blanc : couverture post-paléozoïque. Croix : Formation volcanosédimentaire du Viséen supérieur. Pointillés : olistosrome viséen. O-S : Ordovicien et Silurien (+ Dévonien) écaillés. d : Dévonien calcaire du Jbel Aurir. & : granodiorites.

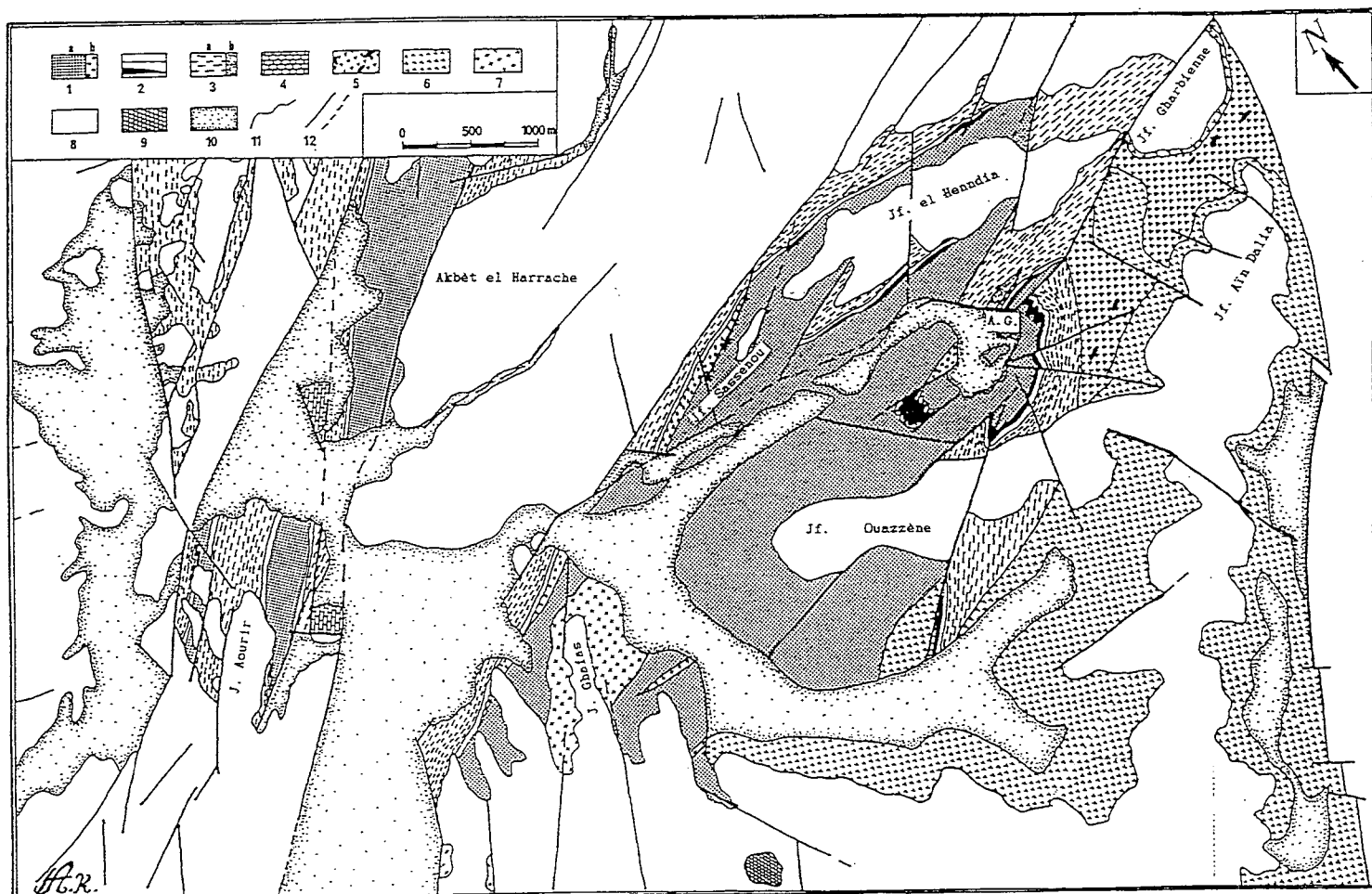


Fig. II-11 : Carte géologique détaillée de la boutonnière de Jorf Ouazzène (d'après TORBI, 1988). 1: a - schistes micacés à Acritarches (Ordovicien inf.), pélites gréseuses (Ordovicien moyen ?), schistes psammitiques et argiles microconglomératiques à fragments d'Acritarches (Ordovicien sup. ?); b - grès et/ou quartzites de l'Ordovicien terminal. 2 : Phtanites et schistes argileux sombres à graptolites du Silurien. 3 : a - schistes en plaquettes verdâtres et pélites esquilleuses gris-bleus à Acritarches carbonifiés (Silurien-Dévonien ?); b - grès à ciment phylliteux de la butte située au NNE de Aïn el Ghoulia, à spores ornementées (Dévonien -Dinantien ?). 4 : Calcaires récifaux à Brachiopodes du Dévonien (Emsien- Eifélien). 5 : Olistosrome" de Jorf Ouazzène (Viséen ?). 6 : tuffites, brèches dacitiques et microdiorites (Viséen sup. !). 7 : Granodiorite et microgranodiorite de Jbel Ghafas (Tardi-hercynien). 8 : Couverture mésozoïque. 9 : Basalte et 10 : alluvions (Quaternaires). 11 Contours géologiques. 12 : Failles réelles et supposées.

II.1.2.2. - Pétrologie et mode de gisement

a- Les laves ignimbritiques dacitiques et acides

Les dépôts pyroclastiques acides affleurent largement à Jorf Ouazzène. Les affleurements sont très altérés et les roches sont de teinte gris-vert. La formation pyroclastique acide qui repose sur les tuffites est une ignimbrite (F.80.36, F.80.36A). Au sein d'une matrice ponceuse felsitique parfois fluidale et vésiculée baignent de nombreux phénocristaux et microcristaux essentiellement de plagioclase et des cristaux de quartz corrodé moins abondants. Des minéraux ferromagnésiens, il ne reste que des reliques. La matrice forme le ciment entraîné entre les fragments de lave qui sont de même nature. Les amygdales sont déformées, dentelées et remplies de calcite et de chlorite.

Le long de la route Oujda-Touisset, à Jbel Mahsour et à Touisset Boubaker, les affleurements pyroclastiques dacitiques à cachet ignimbritique sont nombreux ; le ciment est de même nature que les fragments qui constituent la roche. La taille de clastes varie de 1 à 10 cm.

L'étude microscopique (F.80.30, F.80.31, F.80.84) montre que la roche est une ignimbrite ponceuse (fiammes, axiolites, échardes) composée de nombreux phénocristaux fracturés et de rares fragments lithiques noyés dans une matrice fluidale ponceuse à fond dévitrifié chloriteux et parsemée d'éclats de cristaux de feldspath et de quartz, ce dernier assez rare. Les phénocristaux de plagioclase altéré présentent des golfes de corrosion et sont groupés en amas limités par la matrice fluidale; les phénocristaux de pyroxène sont chloritisés. Les enclaves lithiques sont constituées par des laves basiques micacées. 6 : Schistes gris à rougeâtres, à Goniatis du Viséen supérieur. 7 : Calcaire dolomitique du Jurassique.

b- Les formations volcano-sédimentaires

Ce sont des tuffites ou des tufs cendreux fins (cinérite) ou des tufs à lapilli. L'ensemble est altéré et de teinte généralement rose à rouge à cause de sa richesse en oxydes de fer. Les tuffites qui reposent directement sur l'olistostrome marquent le début de l'éruption volcanique ; leur répétition et leur alternance avec les brèches dacitiques montrent qu'il y a eu des éruptions périodiques au Viséen supérieur (Fig. II-12)

c- L'intrusion de microdiorite (F-79-70)

Cette intrusion est la seule connue au Nord-Est de Jorf Ouazzène (Fig. II-12) dans le Jorf Rharbien. La même roche affleure en sill à Gonfouda. Elle se présente sous la forme d'une roche massive grenue de teinte gris clair à grains fins d'environ 0.5 cm de diamètre. Les phénocristaux de plagioclase albitisé sont pour la plupart extrêmement saussuritisés ; ceux de feldspath alcalin, subautomorphes et à angles émoussés, sont altérés. Des squelettes d'anciens phénocristaux ferromagnésiens de sections octogonales ou hexagonales montrent bien qu'il s'agit d'anciens cristaux de pyroxène et d'amphibole; le tout est noyé dans une mésostase à texture sub-doléritique ou

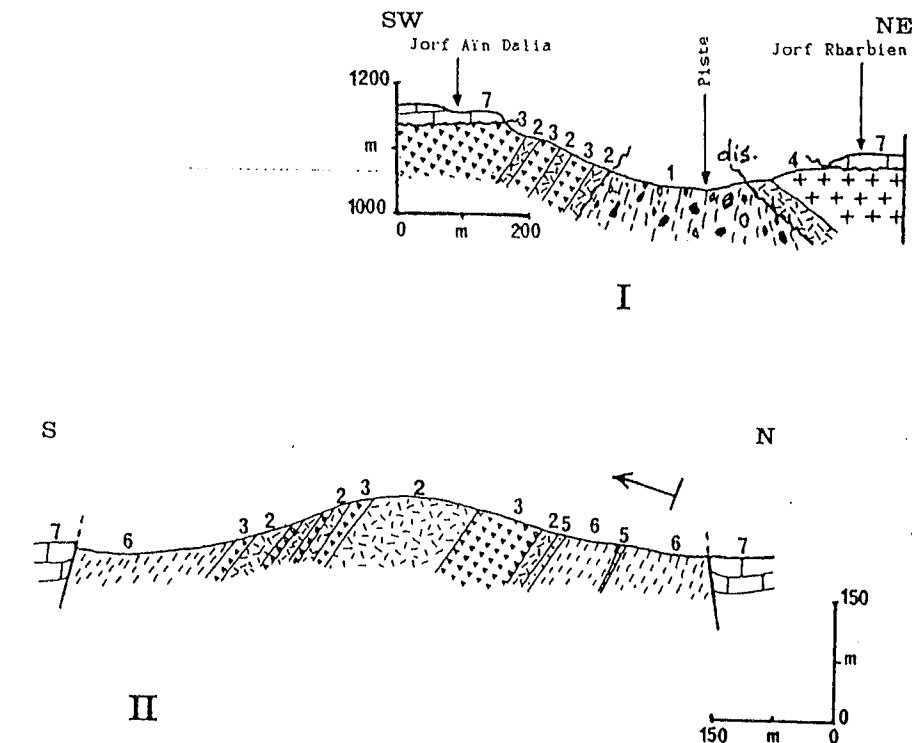


Fig.II-12 : Le complexe volcano-sédimentaire des Monts du Sud- Est d'Oujda.

I : Coupe de Jorf Aïn Dalia-Jorf Gharbienne (à l'Est de Jorf Ouazzène), d'après VALIN, 1979, modifiée. II : Coupe du versant est de Chebket el Hamra (Est de la butte 1204 m située à 800 m du village de Touisset), (d'après TORBI, 1988). 1 : Brèche intraformationnelle (Olistostrome) du Viséen inférieur-moyen ?, de Jorf Ouazzène. 2 : Tufs et Tuffites à éléments pyroclastiques (cinérites) et silico-argileux, du Viséen supérieur discordants. 3 : Dacites et brèches dacitiques du Viséen supérieur. 4 : Microdiorites de jorf Gharbienne (Viséen supérieur). 5 : Grès micacés. 6 : Schistes gris à rougeâtres, à Goniatis du Viséen supérieur. 7 : Calcaire dolomitique du Jurassique.

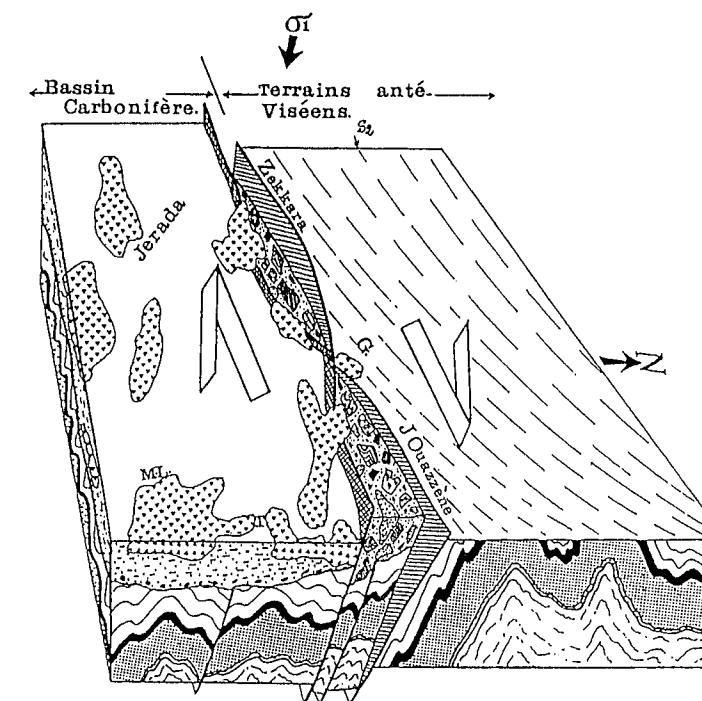


Fig.II-13 : Bloc-diagramme schématique, expliquant le mécanisme de :

- la formation de "l'olistostrome", en bordure de failles décrochantes (dextres-normales), à Jorf Ouazzène et à Zekkara Sud (Viséen inférieur à moyen) ;

- la "création" du bassin carbonifère au Sud de l'axe Jorf Ouazzène-Zekkara sud qui commence à se combler par le complexe volcano-sédimentaire dès le début du Viséen supérieur.

G : Guenfouda. M. L : Menjel Lakhal. T : Touisset. σ : Champ de contrainte SE-NW à E-W. (TORBI, 1988).

EMPLACEMENT FIGURE II-14

microgrenue porphyrique dont la composition est quartzo-feldspathique. Les minéraux secondaires sont la chlorite, l'épidote (clinozoïsite) et le sphène.

En résumé, dans la région de Jorf Ouazzène, on voit que la tendance est plutôt dacitique, ignimbritique bréchique; la structure ponceuse montre que la lave vésiculée n'a pas été éclatée avant l'éruption. L'ignimbrite bréchique acide est aussi importante contemporaine de l'éruption ignimbritique dacitique.

II.1.3. La boutonnière de Debdou-Mekam

II.1.3.1. localisation, stratigraphie

Les massifs de Debdou et de Mekam sont deux boutonnières paléozoïques voisines l'une de l'autre. Celle de Mekam est située à 85 km à vol d'oiseau au SW d'Oujda et à 40 km au SE de Taourirt (Fig.II.1). Celle de Debdou est à 40 km à l'Ouest-Sud-Ouest de Mekam. La cartographie et l'étude des formations paléozoïques ont été effectuées par MEDIONI (1980).

Les terrains qui y affleurent sont essentiellement des séries schisteuses. Les faciès des schistes de Debdou et Mekam sont semblables. Cette série schisteuse est puissante et monotone avec des passées de grès micacé arkosique. Les fragments de plantes *Asterocalamites* (in MEDIONI, 1980) prélevés dans la partie supérieure de la série suggéreraient un âge carbonifère inférieur (Tournaiséen-Viséen inférieur); cependant, une détermination palynologique effectuée par MARHOUMI et al.(1984), indique qu'un âge dévonien moyen à supérieur (Givétien-Frasnien) est à attribuer à ces schistes. A l'Ouest, dans la boutonnière de Debdou, les terrains gréseux, calcaires et marneux sont datés du Viséen supérieur (MEDIONI, 1980). Ces terrains viséens supérieur semblent remanier à la base des terrains dévoniens sous-jacents. Ici, l'activité volcanique est rare ; elle est représentée par des éruptions laviques basiques associées à des matériaux épicaustiques (tuf arkosique de MEDIONI, 1980). Par contre, dans le Mekam, le matériel éruptif est important et repose sur des niveaux de carbonates et de détritiques d'âge viséen supérieur. Il affleure sur une étendue d'une dizaine de kilomètres de largeur et sur une vingtaine de kilomètres de longueur (jusqu'à Lalla Chafia). Cette zone orientale correspond à Jbel Zerroug entre Hassi Korima et Hassiane Ed Diab.

MEDIONI (op. cité) a fait des deux domaines, Debdou à l'Est et Mekam à l'Ouest, une grande structure anticlinale à coeur de schistes de Debdou-Mekam, le flanc nord-ouest regroupant les formations reconnues dans le Debdou et le flanc sud-est correspondant aux accumulations sédimentaires et éruptives de Mekam. C'est ce dernier domaine qui fait l'objet d'études dans cet ouvrage.

Les observations et les conclusions de MEDIONI (1980) et DESTEUCCQ et HOEPFFNER (1980) permettent de mettre en évidence dans le domaine oriental (Mekam) une structure synclinale dissymétrique avec un flanc nord faiblement penté et un flanc sud à fort pendage. Deux grands ensembles de failles semblent délimiter cette zone volcanique : un ensemble WNW-ESE à E-W repris par un autre ensemble SW-WE à WSW-ENE (Fig. II-14)

II.1.3.2. *Pétrologie et mode de gisement*

a- Les laves basiques et les pyroclastites associées

a -1- Les laves basiques

Elles sont peu abondantes et les ultimes éruptions sont celles de Jbel Zerroug. L'échantillonnage a été effectué au Jbel Zerroug, près du point culminant 1314 (KHARBOUCH, 1982), et sur la colline en face de Zerroug au NE de Hassiane Ed Diab. La lave est de texture sub-doléritique à microlitique. Les minéraux en baguettes de plagioclase, d'amphibole et de pyroxène sont regroupés en rosaces.

a - 2- Les laves ignimbritiques basiques

Leur affleurement lenticulaire se situe à 500 mètres à l'Ouest du village d'Hassiane Ed Diab. La roche est de couleur verdâtre-grisâtre à grain fin, renfermant des enclaves effilochées sombres infracentimétriques.

Au microscope, on reconnaît une texture microlitique porphyrique où les phénocristaux de plagioclase ainsi que les enclaves de lave ponceuse sont noyés dans une matrice vitroclastique dont les vitroclastes sont déformés. Les fragments laviques ponceux sont à contours déchiquetés et effilochés de taille variable entre 3 et 5 mm de long sur 1 à 3 mm de large ; d'autres enclaves sont des fragments de cinérite basique, de tuffite acide ou de lave vitreuse ou microlitique.

a -3- Les brèches basiques

Ce sont des roches compétentes de couleur grise. Les phénocristaux sont des plagioclases et des pyroxènes (40 à 50 %), tous fracturés. Les fragments de lave basique sont soit des roches microlitiques ponceuses, soit des roches microlitiques porphyriques, soit encore des fragments vitreux porphyriques ; le tout est noyé dans une matrice microcristalline cinéritique.

a -4- Tufs basiques

Ces tufs ont une grande extension par rapport aux autres produits volcaniques. Les échantillons étudiés ont été prélevés à 1 km au Sud-Ouest du point culminant de Jbel Zerroug et dans Hassiane Ed Diab. A l'affleurement ils sont massifs, gris sombre à Zerroug et gris clair à faciès fin, avec des enclaves sombres en flammèche à Hassiane Ed Diab : dans ces faciès, le minéral le plus abondant est le pyroxène. Il existe sous forme de phéno- ou de micro-phénocristaux. Le plagioclase en fragments est moins abondant. La matrice, très fine, est parsemée d'échardes, d'aiguilles d'actinote et de plagioclase albitisé, de débris de cristaux de plagioclase, de chlorite, de séricite et de calcite. Les fragments sont des cinérites, des tuffites et des laves basiques. Ils sont de texture variée ; ponceux, vitreux (souvent riches en épidote) ou microlitiques (à pyroxènes) ou microlitiques porphyriques (à plagioclases).

a -5- Les cinérites ou tufs cendreux fins basiques

Les cinérites basiques sont caractérisées par l'abondance de cristaux de pyroxène et de plagioclase et par la présence de fragments lithiques de lave vitreuse aplatis et alignés dans la trame de la roche. Le tout est noyé dans une matrice microcristalline formée de chlorite, d'actinote, d'épidote et de pyroxène.

b - Les laves acides et les pyroclastites associées

Les épanchements de laves sont de faible extension et de forme lenticulaire. Ils sont interstratifiés dans les volcanoclastites (brèches, tufs, cinérite) acides ou basiques. Les laves sont parfois fluidales et de différentes textures : microgrenue, ou submicrolitique porphyrique (trachyandésite de MEDIONI, 1980) ou micro-pegmatitique porphyrique. La matrice est quartzofeldspathique et elle contient des flammèches sombres plus ou moins abondantes. Certaines structures de fiammes, de vitroclastes et d'axiolites déformés évoquent dans quelques lentilles de laves peu étendues (à 1 Km de Hassiane Ed Diab) une structure d'ignimbrite acide. Dans ces dernières, les xénolites de cinérite et de lave microlitique basique sont présents. Cette dernière observation suggère qu'il y a eu mélange de magma acide et basique au moment de l'ascension à moins qu'il ne s'agisse simplement de blocs de lave incorporés dans les épanchements pyroclastiques. La paragenèse primaire est composée de quartz en phénocristaux, parfois corrodés ou résorbés dans la mésostase, ou en microcristaux ou en éclats, de feldspath alcalin en lattes ou en phénocristaux, de phénocristaux de plagioclase et de biotite.

b-1- Brèches et tufs acides

Ceux de Zerroug sont compétents, de couleur gris clair à phénocristaux de quartz et de feldspath ainsi que des baguettes de biotite visibles à l'oeil nu. La matrice est quartzofeldspathique et cryptocristalline. Les brèches ou les tufs rhyolitiques de Hassiane Ed Diab : sont semblables à ceux de Zerroug, ou moins clairs, lités et marqués par un granoclassement. Là, les microcristaux de quartz corrodé sont moins abondants que les microphénocristaux du plagioclase et le mica blanc est parfois microplissé. Les enclaves, souvent en flammèche, de cinérites ou de lave vitreuse et vitroclastique sont effilées parallèlement au litage.

b-2- Les cinérites ou tufs cendreux fins acides

Ils sont récoltés près des mines de Hassiane Ed Diab et dans le Zerroug. Les cinérites acides sont gris-vert clair et rubanées. Les lits diffèrent par l'abondance ou non de quartz et du plagioclase par rapport au ciment. Les fragments sont de même nature minéralogique. La matrice est microcristalline, formée de pyroxène, de chlorite, d'actinote, d'épidote.

(1977) a dressé une carte géologique au 1/25000 du massif de Tancherfi. On y voit que le massif est constitué par un granite hercynien et que les affleurements sédimentaires et volcaniques sont limités aux extrémités sud et sud-est du massif (Fig. II-16). L'ensemble des terrains paléozoïques est dominé au Sud et Sud Est par les hautes crêtes jurassiques de Jbel Bën Larouach et Jbel Bou Khouali.

L'olistostrome est le même que celui signalé plus à l'Est dans la boutonnière de Jorf Ouazzène (HUVELIN 1970 a ; TORBI, 1988). EL GHAZI et HUVELIN (1981) suggèrent que les appareils volcaniques formés le long des failles marquent la position des conduits des épanchements pyroclastiques. Le fonctionnement de la faille déclenche la résédimentation chaotique et le démantèlement des appareils avec des taux d'érosion suffisamment importants pour mettre à jour des roches hypovolcaniques (microdiorite, granodiorite, diorite, gabbro).

II.1.4.2. *Pétrologie et mode de gisement*

a- Les ignimbrites et les laves pyroclastiques de Tancherfi

Les affleurements paléozoïques sont formés d'argilites et de pélites d'âge viséen supérieur renfermant des olistolites de lave ou de tufs qui, à leur tour, renferment des olistolites d'argilites. Ces laves sont souvent en blocs anguleux ou en lentilles allongées et entourées d'un cortex luisant. Elles sont, pour la plupart, tellement altérées que la roche devient meuble. Ce sont surtout des andésites pyroclastiques, ou bien des dacites et des rhyolites renfermant des structures de fiammes ce qui indique leur caractère ignimbritique.

Les laves intermédiaires à K₂O élevé sont plus abondantes que les laves ignimbritiques acides. Elles ont une texture tantôt fluidale, tantôt microlitique porphyrique, tantôt cryptocristalline porphyrique, avec des indices de mise en place ignimbritique (vitroclastes, fiammes effilochées, enclaves). Les phénocristaux sont abondants (40 à 60 %), corrodés, à fractures pyroclastiques et à angles souvent émoussés ; ce sont des plagioclases (andésine-labrador) saussuritisés, des pyroxènes de type augite parfois maclés et des hornblendes brunes. La mésostase microcristalline est parsemée de microlites de plagioclase, d'échardes siliceuses, de débris de quartz, de titanomagnétite en cristaux automorphes ou en inclusions dans le pyroxène. Ces laves sont souvent très altérées et parfois l'observation au microscope ne permet pas parfois de distinguer entre une coulée et un tuf.

Les enclaves de taille millimétrique à centimétrique sont de différentes natures : arkose, granite à tourmaline, schiste à andalousite, lave basique.

Ces laves andésitiques sont surtout des produits de retombées pyroclastiques tantôt recristallisés comme le montre la structure arrondie des vésicules, tantôt soudées à chaud avec des fragments laviques corrodés et dentelés.

Les coulées de rhyolite parfois fluidale sont de faible extension (quelques dizaines de mètres) et elles renferment des phénocristaux de quartz corrodé et de feldspath fracturé et altéré. La mésostase est plus ou moins fluidale (angle SE de boutonnière de Tancherfi au NNE de Tizi Timellalt) (Fig. II-16)

Les tufs pyroclastiques acides à cachet ignimbritique (présence de vitroclastes, de fiammes et de cristaux fracturés) constituent des olistolites (EL GHAZI et HUVELIN 1981). Ils renferment de nombreux phénocristaux de mica blanc microplissés.

b- les formations volcano-sédimentaires

Elles sont d'épaisseur très réduite (quelques mètres) et difficiles à suivre latéralement ; ce sont des tuffites à grains de quartz dominants.

c- Les formations intrusives (1119/1a)

c -1. La microgranodiorite d'Oussertane affleure sur environ 1 km² (Fig. II-16). Sur le terrain, l'altération lui donne une teinte rosâtre. Elle est à structure grenue ou microgrenue porphyrique. Les phénocristaux de plagioclase sont altérés ainsi que les phénocristaux de clinopyroxènes qui sont ouralitisés. Les amphiboles brunes poecilites en grandes plages et la biotite sont présents. Les minéraux opaques sont subautomorphes et assez nombreux. La roche contient des enclaves de taille centimétrique de roches métamorphiques à tourmaline et sillimanite (éch. 1134/5).

La diorite grenue est difficile à différencier du gabbro mais le plagioclase y est plus abondant. Les minéraux ferromagnésiens sont les pyroxènes, les amphiboles brunes et la biotite ; ces minéraux ferromagnésiens sont plus abondants que dans la microgranodiorite.

c-2. Le gabbro: La texture est grenue et la roche est riche en minéraux ferromagnésiens. Le plagioclase en lattes ou en phénocristaux de 2 cm de long sur 1,5 cm de large est de l'andésine-labrador. Le pyroxène est un diopside. L'amphibole brune en grande plage avec les deux clivages à 57° est de la hornblende poecilite qui renferme des cristaux de plagioclase, de pyroxène et de magnétite. La biotite est fraîche. Les minéraux opaques de forme carrée ou en granules sont de la magnétite.

De ces observations pétrographiques dans le massif du Tancherfi, on retient que :

- * es éruptions sont essentiellement explosives. L'ensemble est un olistostrome où les blocs de laves sont pris en olistolites de taille métrique à décimétrique ce qui indique une certaine proximité des appareils volcaniques.

- * les laves pyroclastiques d'affinité andésitique sont prédominantes. Les épanchements laviques rhyolitiques sont très restreints et le cachet ignimbritique est dominant.

- * les formations volcano-sédimentaires sont très réduites par rapport aux autres boutonnières.

- * les laves sont très altérées et par endroit elles sont séricitisées, silicifiées et enrichies en pyrite à la suite d'une influence hydrothermale.

- * on note la simultanéité des éruptions basiques et acides.

- * on remarque également la présence d'enclaves de roches profondes gneissiques à tourmaline et à sillimanite et de roches granitiques à sillimanite. Elle nous renseigne sur la nature du socle, hautement métamorphique, traversé par les laves de Tancherfi; ces enclaves à tourmaline sont

plus assimilées dans les laves andésitiques plus chaudes où il ne subsiste que les tourmalines alors que ces enclaves sont bien individualisées dans la roche intrusive d'Oussertane. Cette dernière, à Oussertane même, montre un contact net sans métamorphisme de contact avec les argilites, ce qui suggère que tout ce bloc de microgranodiorite pourrait être remanié à la suite du fonctionnement des failles qui démantèle des appareils (EL GHAZI et HUVELIN, 1981).

II.1.5. Le complexe volcanique du massif de Tazekka

II.1.5.1. Localisation, stratigraphie et mode de gisement

C'est un massif coince entre le Causse et le Moyen-Atlas. La ville la plus proche, Taza, est à 10 km au NE. Cette boutonnière est subdivisée en deux domaines structuraux : le domaine occidental et le domaine oriental (HOEPFFNER, 1978 ; Fig. II-17).

Le domaine occidental est formé par des terrains du Paléozoïque inférieur et moyen peu déformés et faiblement métamorphiques. Le domaine oriental, qui forme la plus grande partie du massif, est formé par les schistes du Tazekka et les formations volcano-sédimentaires discordantes. Les schistes de Tazekka sont d'âge ordovicien inférieur (RAUSCHER et al., 1982) et ils ont été structurés par la phase éovarisque antévisséenne (HOEPFFNER, 1978). Le complexe volcano-sédimentaire a été signalé par MORIN (1960) sous le nom de série schisto-volcanique de "Ras el Katra". Son âge est calé entre le Viséen supérieur terminal et le Namurien (MARHOUMI et al., 1984 ; CHALOT PRAT et ROY DIAS, 1985). Ce complexe volcano-sédimentaire discordant s'aligne suivant une bande NE-SW depuis Sidi Abdellah au NE jusqu'au Bab Frij au SW. Comme à Tancherfi, HUVELIN (1986) a montré la simultanéité du dépôt des tufs et de la sédimentation.

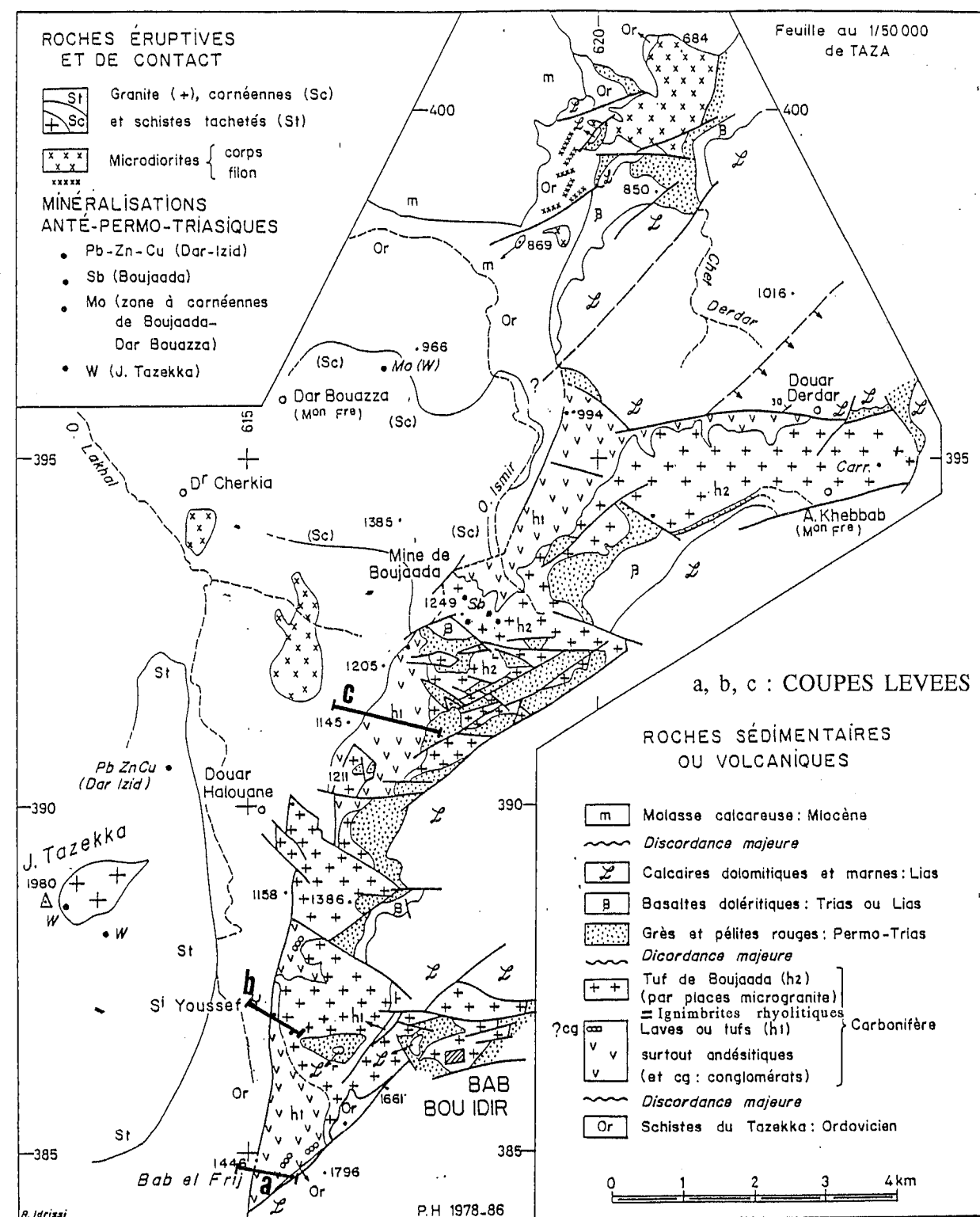
Ce complexe volcanique comprend deux grands ensembles de compositions différentes : à la base, des roches volcano-sédimentaires associées à des coulées d'andésite ; au dessus, un ensemble épais composé de roches pyroclastiques rhyolitiques (HOEPFFNER, 1981; KHARBOUCH, 1982) appelé autrefois microgranite de Boujaâda (MORIN, 1948a) et qualifié ultérieurement d'ignimbrite (CHALOT-PRAT, 1986)

a- Les roches volcano-sédimentaires de base

Les roches volcano-sédimentaires du Tazekka sont issues de retombées pyroclastiques. Elles sont moins importantes, par rapport au volume des roches éruptives, que celles de Jerada.

Certaines coupes montrent le contact de base de l'ensemble volcano-sédimentaire, en discordance angulaire sur les schistes ordoviciens de Tazekka ; c'est l'exemple de Bab Frij et de Sidi Youssef (Fig. II-18).

À Sidi Youssef (Fig. II-18b), la coupe débute sur 30 à 40 m d'épaisseur par du matériel épicyclastique formé par une série de roches sédimentaires chaotiques hétérogènes et torrentielles composées par une coulée boueuse à blocs de conglomérat, de tuf fin ou grossier, de brèche acide et de schistes. Puis vient un conglomérat à blocs de tuf (F-86-17) acide. Le ciment dans lequel est inclus ce matériel chaotique est de nature lavique à tuffitique. L'ensemble est surmonté par la



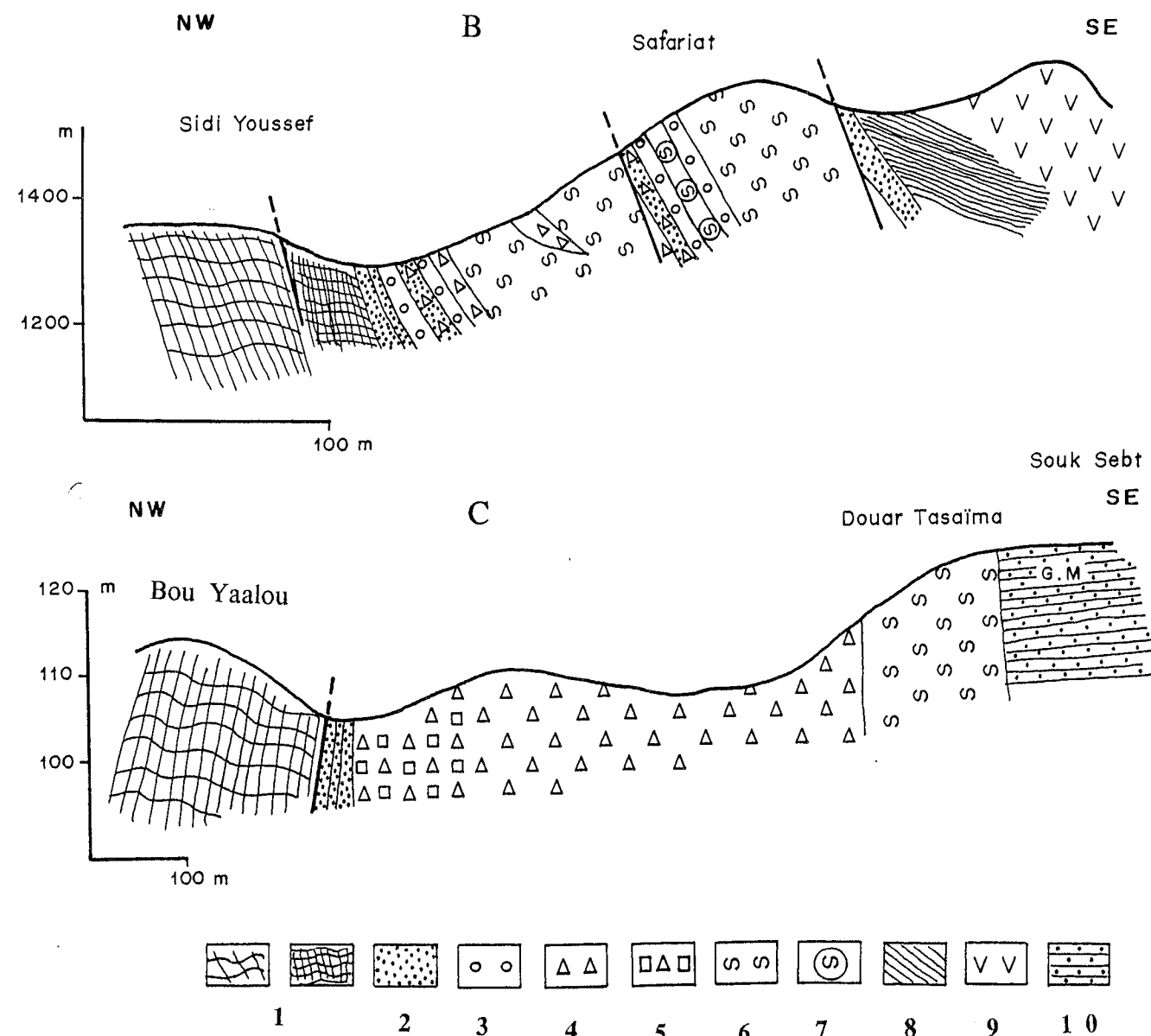


Fig.II-18 : Coupes géologiques montrant la relation du complexe volcano-sédimentaire avec l'encaissant carbonifère (schistes ordoviciens du Tazekka) : localisations des coupes dans Fig.II-17. **a :** Coupe géologique NW-SE de Bab Frij.; **b :** Coupe géologique NW-SE de Sidi Youssef.; **c :** Coupe géologique NW-SE de Bou Yaalou. 1 : Socle, schistes ordoviciens du Tazekka ; 2 : volcano-sédimentaires (tufs et tuffites) ; 3 : conglomérats ; 4 : laves d'andésite ; 5 : laves d'andésite porphyrique ; 6 : ignimbrites rhyolitiques ; 7 : brèches, à bloc, d'ignimbrite acide ; 8 : argiles rouges (Trias) ; 9 : basaltes (Trias) ; 10 : grauwaque minéralisée.

formation pyroclastique acide ignimbritique dans laquelle s'intercalent des niveaux de shales et des lentilles de calcaire et de conglomérat de taille métrique à galets schisteux et silteux.

Le faciès commun des tufs acides de Sidi Youssef est le suivant : au sein d'un ciment cendreux recristallisé souligné par des microfilonnets d'oxydes ou de chlorite oxydée et par des trainées (F-84-80) de séricite qui se moulent contre les phénocristaux et sont des échardes dévitrifiées, baignent des phéno- ou des microphénocristaux de quartz, à fractures pyroclastiques, parfois craquelés et alignés en chapelet, et des fragments de cinérite fins ou grossiers à contours irréguliers et flous. Les phénocristaux en tablettes de biotite altérée en chlorite sont tordus. Ces critères ainsi que l'association minéralogique rappellent les caractères de l'ignimbrite sous-jacente; ces roches sont des produits de retombées pyroclastiques de type ignimbritique.

A Bab Frij (Fig. II-18a), au croisement de la route Bab Bou Idir et de la piste qui se dirige vers Ademane, le contact entre la formation carbonifère et le schiste ordovicien du Tazekka est direct et se fait par une série volcano- détritique composée par :

- * un matériel sédimentaire grauwaqueux fin et silteux où s'intercalent des conglomérats à éléments de schistes de Tazekka ;

- * des volcanoclastites pyroclastiques à fragments laviques vitreux ou microlitique porphyriques à phénocristaux et microcristaux de plagioclase, de quartz et de biotite.

Vers la base de cette coupe de Bab Frij, à proximité des laves andésitiques et au bord de la route goudronnée, un niveau d'une dizaine de mètres est composé de brèche polygénique (KHARBOUCH, 1982) (Fig. II-18a) à blocs de taille variable de laves sombres et claires de 5 à 10 cm de diamètre et dont le ciment est peu abondant. L'examen au microscope des fragments montre que :

- * les fragments sombres sont des laves à texture vitreuse fluidale dont la fluidalité est soulignée par l'orientation de fines paillettes de minéraux phylliteux ; quelques éclats de cristaux de quartz de 20 à 50 μm sont parsemés dans la mésostase. Ces laves sombres peuvent contenir des enclaves de 1 à 2 mm de lave microlitique qui ont les mêmes caractéristiques que les fragments de lave claire décrite ci-dessous;

- * les fragments clairs sont des laves microlitiques porphyriques altérées dont les microlites sont des plagioclases à limite floue et les phénocristaux sont des tablettes de plagioclase souvent corrodé et fracturé. Les squelettes de cristaux de section octogonale ou losangique sont épigénisés en calcite ou en chlorite. Les vacuoles de ces laves claires ont de 0.2 à 1 mm de diamètre et sont remplies de chlorite fibroradiée associée au quartz secondaire. La matrice est totalement chloritisée, calcitisée et parcourue par des veinules ferrugineuses;

- * d'autres fragments de taille infracentimétrique sont des plagioclase, du quartz rhyolitique, des schistes, ou des microquartzites.

b-Les andésites

Les andésites sont ici les roches les plus basiques et les moins bien conservées ; leur puissance est variable suivant les coupes, de quelques mètres à quelques dizaines de mètres. Elles sont gris-vert foncé à l'état frais et violacées lorsqu'elles sont altérées. En général, elles se placent sous les

formations pyroclastiques acides ("microgranite de Boujaâda"). Elles peuvent être autobréchifiées au mur et au toit de la coulée. Fait remarquable, c'est une variation de structure microlitique à microlitique porphyrique par exemple à Bou Yaâlou (Fig. II-18c) au contact avec les schistes de Tazekka ; la lave, à la base, est plus porphyrique qu'au sommet en allant vers Douar Tsāïma. Ceci peut être expliqué, soit par l'existence de plusieurs venues magmatiques qui se succèdent, soit par la précipitation par décantation des phénocristaux vers la base de la coulée, ou encore par le fait qu'il y a séparation par précipitation des phénocristaux vers le mur de la chambre magmatique et que, par conséquent, les phénocristaux se concentrent lors de l'éruption près du conduit d'émission..

Le faciès dominant est une andésite fine microlitique où s'intercalent des venues de lave porphyrique, des tufs à plagioclase et des microbrèches. L'activité andésitique à Sidi Youssef est explosive et effusive avec des intercalations de passées ignimbritiques. Elle témoigne au moins de la simultanéité des volcanismes basique et acide. Cette observation a été mentionnée ici par HUVELIN (1986) et ailleurs dans le massif de Tancherfi (EL GHAZI et HUVELIN, 1981).

Pendant cette activité explosive s'installe une sédimentation conglomératique comme en témoignent les lentilles de conglomérat à la base de la série. La fluidalité magmatique est parfois bien marquée. L'altération en boules de 1 à 1.5 m de diamètre ainsi qu'un débit en lentille de 1 à 2 m de long (à Sidi Youssef) traduisent peut-être la déformation de la lave alors qu'elle n'était pas encore consolidée ; cette observation est comparable à celle faite à propos des laves de Tancherfi.

Ces andésites sont altérées. Au microscope, la texture est microlitique porphyrique ; les phénocristaux forment environ 20% de la roche totale ; ils sont alignés et soulignent la fluidalité de la lave ; ce sont des plagioclases transformés en séricite et calcite ; là où ils ont été conservés, ils sont de composition andésine-labrador (An. 37 à 69).

Les minéraux ferro-magnésiens sont épigénisés en épidote et en chlorite ; ce sont des amphiboles brunes et des pyroxènes. Les microlites de plagioclase sont souvent altérés et la matrice est saupoudrée par de nombreuses granules d'opakes.

CHALOT PRAT (1990) a constaté qu'il existe trois ensembles de laves en fonction des associations minéralogiques :

- 1-Association à olivine, clinopyroxène et plagioclase ;
- 2-Association à hornblende, clinopyroxène et plagioclase ;
- 3-Association à olivine, clinopyroxène, plagioclase et hornblende résiduel.

c- Les produits pyroclastiques : Les coulées d'ignimbrite

Ce matériel est cartographié comme microgranite de Boujaâda par MORIN (1948b), puis comme du matériel pyroclastique (brèche, tuf rhyolitique par HOEPFFNER (1981) et KHARBOUCH (1982); tuf de Boujaâda par HUVELIN (1986) (Fig.II-17) ; CHALOT-PRAT (1986) l'a appelé une ignimbrite. Cet ensemble forme une bande SW-NE depuis Merja-El Caïd jusqu'à la maison forestière d'Aïn-Kebbab.

La formation peut débuter par une sédimentation chaotique renfermant des blocs de shales verdâtres ; elle repose directement sur les laves (Bou Yaâlou) ou sur les schistes de Tazekka. Elle est

plus puissante que la série d'andésite. La roche est de couleur gris à verdâtre, très porphyrique avec une proportion de mégacristaux de quartz et de feldspaths considérable, dépassant 50%.

La matrice est très lavique et verdâtre ; les enclaves centimétriques à métriques de matériel fin verdâtre sont des schistes, des laves andésitiques, des shales, des calcaires.

Ce sont ces enclaves schisteuses fossilifères qui ont permis à MORIN (1948a) de donner un âge viséen supérieur à namurien.

Dans cette formation ignimbritique de Boujaâda, la présence d'intercalations locales des minéraux andésitiques et des enclaves d'andésite qui contiennent des fragments de quartz corrodés rhyolitique prouve la simultanéité de la mise en place de matériel acide et basique.

De nombreuses structures telles que les fiammes, les vitroclastes et les axiolites écrasés montrent que ce sont des produits de nuées pyroclastiques soudés à chaud. Près de la maison forestière de A. Khebbab, le tassement des vitroclastes donne à la matrice de la roche une structure orientée, vitreuse, similaire à une fluidalité (Pl.II-2). Les phénocristaux sont de gros cristaux de quartz, de plagioclase et de feldspath alcalin perthitique. Tous ces minéraux sont corrodés et affectés par la fracturation pyroclastique et par la fragmentation. Les minéraux ferro-magnésiens tels que la biotite sont tordus et souvent chloritisés avec exsolution des opaques dans les clivages.

Les fragments lithiques sont argileux et de taille décimillimétrique à décimétrique ; les gros blocs montrent un transport bref sur un faible trajet. Les fragments sont de différentes sortes :

- * les schistes du Tazekka qui sont de taille centimétrique à métrique et atteignent même plusieurs dizaines de mètres cubes (HUVELIN, 1986)
- * des fragments gréseux en voie de résorption dans la mésostase. Ces fragments de roches sédimentaires ne peuvent venir que de l'arrachement du socle pendant l'ascension de la lave ;
- * des fragments de cinérites, sombres, avec des limites diffuses ;
- * des fragments de lave basique microlitique porphyrique ;
- * des fragments pyroclastiques acides ;
- * des fragments de matière organique qui sont des débris à végétaux.

Le tout est noyé dans une matrice cinéritique, parsemée de nombreux microcristaux en éclat de quartz, de plagioclase et de micas.

Au douar Tsāïma (Souk Es Sebt, Fig. II-18c) les tufs et les tuffites rouges qui coiffent en général les formations acides ignimbritiques affleurent sous les formations argileuses du Trias . C'est une formation volcano-sédimentaire stratifiée colorée en rouge et violet par l'imprégnation des oxydes hématitiques ; les strates sont subtabulaires (l'école et le Souk Es Sebt reposent sur cette formation). C'est un tuf à grain grossier millimétrique à centimétrique schistosé de 1 à 3 mètres d'épaisseur.

L'examen au microscope montre des fragments provenant de la roche ignimbritique sous-jacente ; on reconnaît aussi des mégacristaux de quartz pyroclastique, de plagioclase craquelé, de fragments anguleux de tuf acide ; le tout est emballé dans une matrice rouge oxydée, hématitisée.

d- Les conduits d'alimentation :

Ce sont des dykes cylindriques de taille métrique tantôt rhyolitiques, tantôt andésitiques. A Sidi Youssef a été repéré un dyke rhyolitique qui perce les schistes du Tazekka. A Bab Frij, des cheminées basaltiques avec une bordure figée ont été observées au sein de la coulée pyroclastique basique (Fig.II-18a). Une minéralisation sulfurée pyriteuse est observée dans ce filon. D'autres conduits rhyolitiques et ignimbritiques sont répartis dans la zone de Boujaâda (HUVELIN, 1986; CHALOT PRAT, 1990) et dans la zone nord orientale à douar Derdar ; ce sont des dykes de taille décimétrique à métrique (50 cm à 5 m).

En conclusion sur ces travaux, il apparaît que :

- + *Le complexe volcanique du massif de Tazekka est constitué de deux grands ensembles :*
 - * *un ensemble volcanique basique intermédiaire de type effusif, lié à la mise en place des coulées andésitiques à passées parfois bréchiques ;*
 - * *un ensemble volcanique acide de type ignimbritique de mise en place synchrone ou postérieure à celle des épanchements andésitiques, mais avec un paroxysme émissif nettement postérieur à ces derniers.*
- + *La sédimentation et l'activité volcanique sont contemporaines*
- + *La taille métrique à décimétrique des blocs mêlés au matériel volcanique témoigne d'un transport violent mais bref ; cela peut être dû à la destruction des bordures d'un bassin à la suite des jeux de failles d'âge Viséen supérieur au début Namurien.*
- + *L'étude de la boutonnière de Tazekka par CHALOT-PRAT (1986) montre une dépression volcano-tectonique qui s'est individualisée en deux temps : fracturation du substratum et émission des épanchements de lave effusive andésitique ; dislocation et affaissement inégal selon les secteurs et les périodes, avec mise en place de puissantes unités ignimbritiques. Le centre du massif correspond à un compartiment bombé plus stable, siège des émissions rhyolitiques.*

II.2. Approche minéralogique de l'ensemble volcanique de la Meseta orientale

Dans cette étude minéralogique, nous reprenons quelques analyses des minéraux provenant d'échantillons étudiés lors des travaux antérieurs (KHARBOUCH, 1982), avec des nouvelles analyses.

II.2.1. La paragenèse primaire

a- Le plagioclase (Tab.II-PI)

Le plagioclase est un minéral omniprésent dans toutes les roches de la Meseta orientale. Dans l'ensemble des roches de la Meseta orientale, plusieurs groupes correspondent à des associations

minéralogiques différentes et par conséquent la composition du plagioclase correspondant est variable suivant les types de roches :

- le groupe peu abondant de composition basaltique à $48 < \text{SiO}_2 < 53$ (Takekka, Mekam) dont la paragenèse minéralogique est : andésine-labrador (An : 40.73 à 69.49 % pour éch. F-80-11 à Tazekka; F-79-43 et F-90-19 à Mekam), diopside (gabbro de Tancherfi) ou augite, olivine (à Tazekka) et titanomagnétite.
- le groupe des andésites (basique et acide) à $53 < \text{SiO}_2 < 57$ et $57 < \text{SiO}_2 < 63$ dont la paragenèse minéralogique est : andésine-labrador (éch. F-84-53 de Tancherfi, An 45-50.2 ; F-79-66 de Jerada, An 45.16-49.74), augite calcique, hornblende brune, magnétite ou titanomagnétite et ilménite.
- le groupe des dacites à $63 < \text{SiO}_2 < 68$, avec l'association minéralogique : andésine (éch. F-86-58 à Tancherfi, dont la teneur en anorthite dans le centre est de 51.07 % (andésine) et de 7.90 % (albite) à la périphérie). La matrice comporte oligoclase (An 19), augite, hornblende, titanomagnétite, ilménite.
- le groupe des rhyodacites à $\text{SiO}_2 = 70\%$ de composition minéralogique : quartz, plagioclase (albite, oligoclase), clinopyroxène, amphibole, magnétite et/ou ilménite ;
- le groupe des rhyolites à $68 < \text{SiO}_2 < 78$, de paragenèse minéralogique : plagioclase (albite, oligoclase), feldspath alcalin perthitique et biotite.

Cette évolution apparemment continue de la composition du plagioclase ne constitue pas une règle car, bien qu'il forme la phase minéralogique la plus abondante dans toutes les roches porphyriques andésitiques, dacitiques et rhyolitiques, le plagioclase comporte divers types de cristaux, à composition chimique contrastée dans la même roche. Le premier type qui existe souvent en phénocristaux isolés avec contours bien nets est en équilibre avec son environnement et il constitue une phase de cristallisation précoce. On le trouve aussi dans la mésostase en microcristaux ou en microlites, formant ainsi la phase tardive. Il existe en éclats ou en cristaux craquelés, arrondis, corrodés à bordures irrégulières (golfes) c'est à dire assez résorbés avec un fort enrichissement en anorthite vers le centre du phénocristal. Ce sont probablement les premiers cristaux feldspathiques formés dans le magma.

Un autre type de plagioclase zoné est assez fréquent ; le zonage peut être normal, c'est à dire avec un enrichissement en anorthite vers le centre du phénocristal ; par exemple pour l'échantillon F-79-61 du flanc sud de Jerada dont le centre a 62 % An et la périphérie a 37 % An. YODER (1969) explique la présence des plagioclases à coeurs fortement calciques et des amphiboles par une pression H_2O élevée dans le réservoir magmatique de faible profondeur. Le zonage peut être inverse, c'est-à-dire avec l'enrichissement sodique vers le coeur (KHARBOUCH, 1982), par exemple, dans F-79-66 qui appartient pourtant à la même lave que F-79-61. Sa composition générale est celle d'une andésine mais cependant certains cristaux sans zonage optique apparent montrent que la périphérie est à 79.84 % An et le coeur du cristal a 12.91 % An (Tab). On sait que ces variations de composition en anorthite au sein d'un même cristal sont les résultats d'une cristallisation rapide du magma due à la variation de température, de pression et de gradient de concentration à l'interface du liquide/cristal (SMITH, 1974 ; PRINGLE et al., 1974 ; LOFGREN, 1974 ; BOLLINGA et al., 1974 ; SIBLEY et al., 1976). On peut supposer que ce sont des xénocristaux incorporés plus ou moins

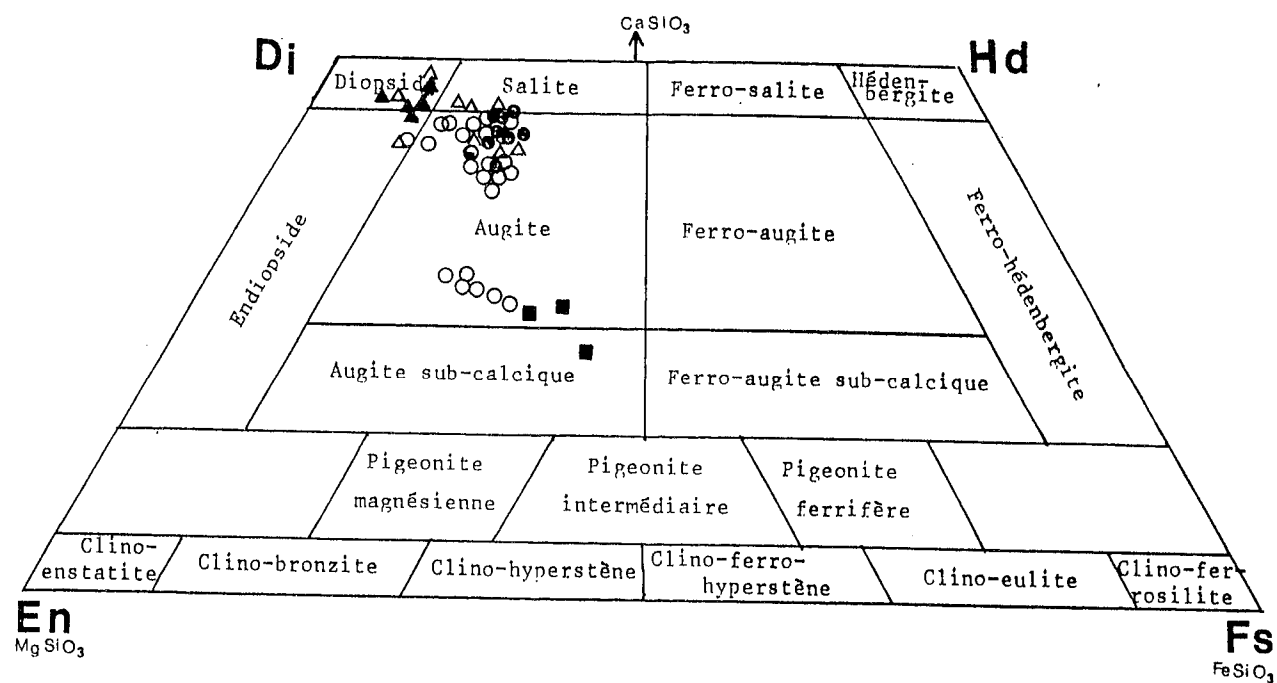


Fig.II-20 : Composition des clinopyroxènes des laves de la Meseta orientale dans le triangle Wollastonite-Enstatite-Ferrosilite (d'après POLDERVAART et HESS, 1951)

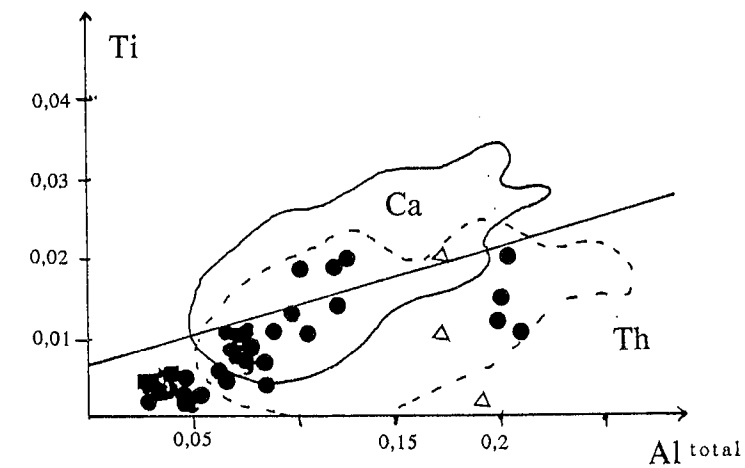


Fig.II-21 : Diagramme Ti/Al total (en cation) établi par LETERRIER et al. (1982) pour séparer les clinopyroxènes des séries volcaniques appartenant à différents contextes géodynamiques (basaltes tholéitiques d'arc et calco-alcalins) ; position des Cpx des laves de la Meseta orientale.

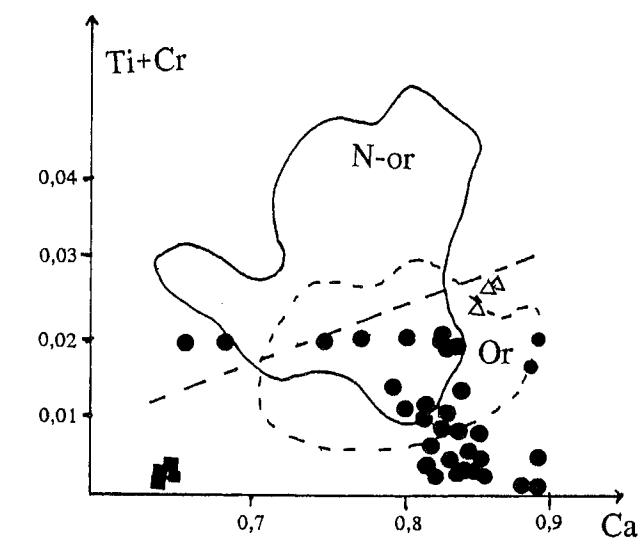


Fig.II-22 : Diagramme Ti+Cr/Ca (en cation) de LETERRIER et al. (1982) pour séparer les clinopyroxènes des séries volcaniques orogéniques et anorogéniques ; position des Cpx des laves de la Meseta orientale.

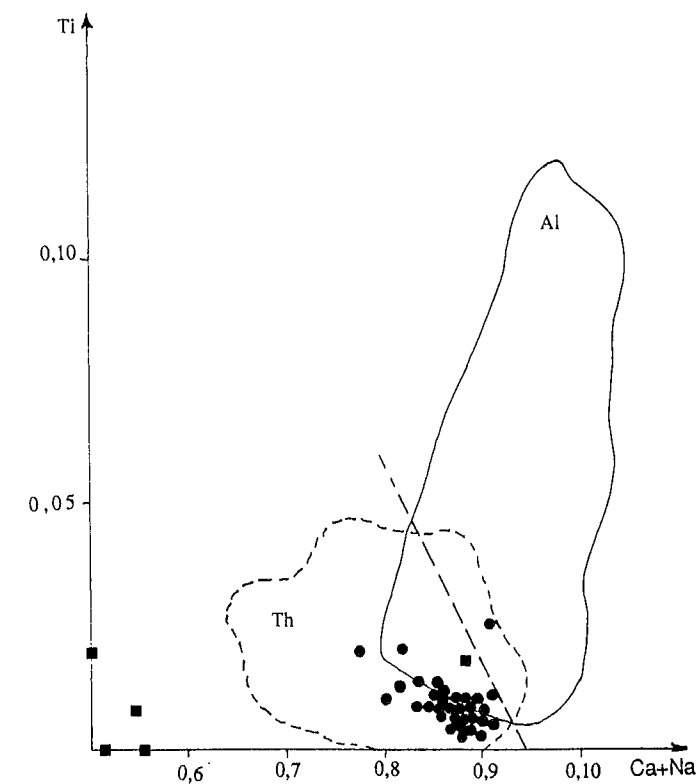


Fig.II-23 : Diagramme Ti/(Ca+Na) (en cation) de LETERRIER et al. (1982) pour séparer les clinopyroxènes des basaltes alcalins des basaltes tholéitiques et calco-alcalins ; position des Cpx des laves de la Meseta orientale.

tardivement dans le magma et réagissant au contact du liquide en s'entourant d'une frange plus calcique.

Le dernier type de plagioclase existe en amas ou en agrégats glomérporphyriques de cristaux ; il s'agit vraisemblablement de cristaux précipités très tôt dans le liquide initial et ségrégés par des processus d'accumulation mécanique locaux.

b- Feldspath alcalin (Tab.II-FK)

Ce minéral peut être perthitique ; il se présente en cristaux xénomorphes dont les limites sont floues. Il existe dans les roches rhyolitiques et plus rarement dans les dacites. Ces cristaux sont fracturés et riches soit en inclusions de fluides ou d'opakes soit en inclusions noirâtres (graphite, plomb, uranium : BOYER, 1974) : Sa composition est variable, entre 95 et 98 % Or. L'altération de ce feldspath alcalin donne des paillettes avec un feutrage de mica blanc. A noter que le feldspath alcalin n'est pas un minéral abondant des laves de la Meseta orientale, bien que les laves soient parfois potassiques.

c- Le quartz

Dans les roches acides (rhyodacites, ignimbrites, rhyolites), c'est un constituant majeur de la roche. Sa taille est millimétrique à centimétrique dans les rhyodacites. Il est arrondi, corrodé, et souvent il présente des fractures thermiques remplies de la même matière que la mésostase ou d'une substance formée de petites particules noires. Ce quartz peut être exprimé en éclat anguleux et en échardes ou en xénocristaux à contours résorbés et dentelés, indice d'une digestion d'enclaves ou d'un mélange magmatique. Dans certaines roches ignimbritiques à structure ponceuse, il est plutôt xénomorphe et remplit des vides et des vacuoles dans la mésostase.

d- Les clinopyroxènes (Tab.II-Cpx)

Ce minéral est presque inexistant à l'état frais dans les roches rhyodacitiques du flanc nord du synclinal de Jerada. Il a été analysé dans les laves andésitiques et les dacites du flanc sud du synclinal de Jerada, dans le gabbro, les andésites et les dacites de Tancherfi et dans les roches basiques de Mekam. Dans le diagramme wollastonite-enstatite-ferrosilite (Fig.II-20), c'est une augite calcique très magnésienne. Pour les roches les plus basiques (gabbro, andésite) c'est un diopside. Il existe en phénocrystal et en microlites dans la mésostase ou en microphénocristaux tardifs qui montrent un appauvrissement en CaO (# 12 %) et un enrichissement en fer. Lorsqu'il est en phénocristaux, sa teneur en CaO est de 20 à 21 %.

Les teneurs en TiO₂ faibles sont spécifiques des provinces volcaniques orientales, où elles sont inférieures à 0.5 % ; par ces valeurs, les clinopyroxènes se rapprochent des clinopyroxènes des séries calco-alcalines des zones orogéniques (zone de convergence des plaques).

Les phénocristaux sont moins alumineux (1 à 2 %) que les cristaux des pyroxènes tardifs. L'absence de relation entre le titane et l'aluminium (Fig.II-21) est similaire à ce qu'on observe dans les clinopyroxènes des roches calco-alcalines.

Si on compare les analyses des pyroxènes du Maroc oriental à la moyenne des compositions chimiques des pyroxènes de différentes séries volcaniques établies par LETERRIER et al. (1982), on constate que, pour le titane, les proportions de pyroxènes sont plus faibles que dans les basaltes orogéniques mais ces derniers sont plus proches des pyroxènes du Meseta orientale par leurs teneurs en fer.

Selon la méthode proposée par LETERRIER et al. (1982), on déduit des différents diagrammes (Fig.II-21, 22, 23) que les clinopyroxènes du Maroc oriental (flanc sud du synclinal de Jerada) sont proches de ceux des séries de basaltes orogéniques, c'est à dire de ceux des zones de subduction à caractère tholéitique ou calco-alcalin (Fig.II-22 et 23). Cependant la distinction entre les clinopyroxènes des séries tholéitiques et des séries calco-alcalines est difficile à faire sur le diagramme de LETERRIER et al. (1982) (Fig.II-21) car nos pyroxènes se trouvent dans le domaine de chevauchement entre deux champs (tholéitique et calco-alcalin).

Dans cette étude, le nombre d'analyses sur les pyroxènes est restreint car on est limité par l'altération et par les précautions énoncées par CABANIS (1986). Dans notre cas, la seule précaution que l'on ait prise est d'avoir évité les analyses des microlites des clinopyroxènes mais il convient de souligner que nous avons extrapolé à des laves relativement évoluées (andésites) les diagrammes s'appliquant normalement à des basaltes.

e- L'amphibole primaire (Tab.II-Amp I°)

C'est un minéral assez abondant dans les andésites, dans les dacites et dans les rhyodacites. Elle se présente en phénocristaux ou microphénocristaux. Il s'agit d'une amphibole calcique pléochroïque vert-olive à vert pâle. Ce sont des hornblendes ferrifères qui, d'après la classification de LEAKE (1978), témoignent dans plusieurs séries, de l'existence de réservoirs magmatiques intracrustaux dans lesquels peut s'effectuer une différenciation sous relativement forte PH₂O (EGGLER et BURNHAM, 1973 ; CAWTHORN et O'HARA, 1976).

f- La biotite (Tab.II-Bio)

C'est un minéral rare rencontré surtout dans les roches les plus différenciées, rhyolites et ignimbrites rhyolitiques. Elle est en forme de lattes parfois déformées ou en microlites. Elle peut être un minéral primaire ou secondaire issu de la recristallisation de la roche comme le montre son aspect diffus formé par l'enchevêtrement de paillettes.

g- Les minéraux opaques

Ce sont des titanomagnétites ou des magnétites et des ilménites (Tab.II-Mgt, Ilt). La titanomagnétite ou la magnétite est plus fréquente dans les laves de la Meseta orientale. Elle existe en cristaux automorphes à sub-automorphes, corrodés et dentelés ou en inclusions dans les minéraux ferro-magnésiens.

II.2.2. Les paragenèses secondaires

Les associations minéralogiques secondaires sont presque omniprésentes dans toutes les roches de la Meseta orientale (Jerada) mais leur abondance varie d'une roche à l'autre. L'altération prédominante est hydrothermale ; elle est inégalement répartie et les minéraux sont inégalement épigénisés.

Ces paragenèses comportent albite, chlorite, épidote, séricite, calcite, sphène et actinote.

a- L'albite

C'est un minéral d'altération du plagioclase ; sa teneur en anorthite varie de 0 à 4 % (Tab.II-Ab).

b- La chlorite (Tab.II-Chl)

C'est un minéral d'altération des plagioclases et des minéraux ferromagnésiens comme le pyroxène, l'amphibole et la biotite. Elle remplit aussi les vacuoles et les interstices dans la mésostase (remplacement du verre). Elle polarise dans le bleu-gris, ou bien dans le bleu-orange quand elle est oxydée.

Quelques analyses ont été faites sur les laves de Tazekka, de Tancherfi et de Jerada et la classification de FOSTER (1962) montre que ces chlorites appartiennent aux groupes des brunswigites et des diadacitites.

c- Les micas blancs

La séricite est un minéral fréquent dans nos laves. C'est le produit de la transformation du plagioclase ; c'est aussi un produit d'altération dans la mésostase. Il est surtout fréquent dans les roches très acides ; d'après les analyses, c'est une muscovite.

Dans les roches volcano-sédimentaires, on la trouve dans les taches de métamorphisme. Cette séricite montre bien l'importance de l'altération par des fluides hydrothermaux qui traversent les formations volcaniques.

d- La calcite

C'est un minéral d'altération dans la mésostase où elle pseudomorphose les minéraux antérieurs comme le plagioclase par exemple. C'est aussi un produit de remplissage des vacuoles des laves, par exemple à Jerada.

e- Le sphène

C'est surtout un minéral d'altération des minéraux ferromagnésiens (pyroxène ou amphibole) en association avec la chlorite et les opaques. C'est aussi le minéral d'altération de l'ilménite et de la titanomagnétite ; dans ces dernières, la silice peut être soit apportée par la phase fluide soit libérée par l'ouraltisation des clinopyroxènes.

f- L'amphibole secondaire (Tab.II-AmpII°)

Elle constitue des produits de l'ouraltisation des cristaux de pyroxène. Dans la classification de LEAKE (1978), ce sont soit des hornblendes magnésiennes ($(Ca + Na)B < 1.34$), soit des amphiboles calciques (actinote), soit des amphiboles sodi-calciques comme la richtérite. On sait que ces minéraux cristallisent fréquemment lors d'un apport de fluide hydrothermal de roches volcaniques basiques (GRAAPES et GRAHAM, 1978).

g- Le quartz secondaire

Généralement, il est xénomorphe, en remplissage des interstices et des filonnets. Il peut épigéniser tout un minéral en association avec l'épidote (squelette des minéraux ferromagnésiens). Dans les vacuoles, la cristallisation du quartz se fait perpendiculairement aux bords des vacuoles, en prismes aciculaires vers le centre de l'amygdale. Dans les laves andésitiques et dacitiques, ce quartz peut cristalliser dans toute la mésostase. Il se forme alors des sphérolites fibreux jointifs à un extinction roulante; il s'agit de calcédoine qui remplit des structures ponceuses de la matrice.

CONCLUSION

A l'issue de cette étude pétrologique et minéralogique, les données acquises sur le complexe magmatique de la Meseta orientale peuvent être résumées en quelques points :

- *Le volcanisme est bimodal (basique-intermédiaire et acide) et à dominance explosive ;*
- *Les éruptions acides et basiques ont parfois eu lieu simultanément ;*
- *Les laves sont porphyriques et de type évolué. L'abondance des phénocristaux de clinopyroxène et de plagioclase groupés en agrégats gloméroporphyriques est caractéristique des laves orogéniques ;*
- *La sédimentation et l'activité volcanique sont simultanées ;*

- L'association minéralogique primaire est généralement composée d'andésine-labrador, augite calcique, hornblende brune, magnétite et/ou titanomagnétite et ilménite ;
- Des mélanges magmatiques acide-basique sont parfois observés ;
- On note également des traces de contamination par l'encaissant ;
- L'altération hydrothermale est de basse température, avec albite, chlorite, épidote, séricite, calcite, sphène et actinote (faciès schistes verts) ;

Dans le **Tazekka**, les épanchements andésitiques (basiques) sont effusifs et les éruptions acides explosives (ignimbritiques) ; le volume des coulées d'andésite est moins important que le volume ignimbritique acide. Les laves hybrides produites par mélange mécanique basique-acide et les enclaves de l'encaissant de schistes de "Tazekka" sont fréquentes

Dans le **Mekam**, il y a prédominance des retombées pyroclastiques sur les épanchements laviques. L'affinité basique (parfois ignimbritique) est dominante sur l'acide et les éruptions les plus récentes sont à l'origine du stratovolcan du Jbel Zerroug. Les enclaves d'origine ignée sont abondantes.

A **Tancherfi** la formation est un olistostrome ; les pyroclastites andésitiques à cachet ignimbritique sont plus importantes que les ignimbrites acides ; les coulées d'andésite et de rhyolite sont d'importance réduite ainsi que les formations volcano-sédimentaires (ces dernières sont les moins représentées dans tous les massifs décrits ici). Les enclaves de socle profond, granitique et gneissique, sont présentes en plus des enclaves de roches de métamorphisme de contact (schistes à cordiérite) ; ces dernières pourraient dériver d'un pluton anté Viséen supérieur non mis à jour par l'érosion.

A **Jerada**, les ignimbrites acides sont moins importantes que les coulées andésitiques basiques. Les laves sont plus amygdalaires qu'ailleurs. Le faciès d'ignimbrite basique (andésitique) est reconnu dans le flanc sud du synclinal. Le volume des unités magmatiques qui affleurent est plus important sur le flanc sud que sur le flanc nord ; dans ce dernier, la nature des sédiments, détritiques et carbonatés, et la faune indiquent que l'activité volcanique s'est produite dans un milieu de plateforme continentale de faible profondeur. Le mélange de magmas basiques-acides est reconnu sur le flanc sud. Les xénolites de laves plus basiques existent dans l'andésite et dans les pyroclastites acides.

A **Jorf Ouazzène** les unités bréchiques affleurent largement le long de la route Oujda-Touisset à Jbel Mahsour et à Touisset Boubaker. Les affleurements sont à prédominance ignimbritique bréchique dacitique.

Les intrusions de microdiorite (Jorf Ouazzène F-79-70 ; en sill à Gonfouda), de microgranodiorite, et de gabbro (Tancherfi) sont contemporaines du volcanisme associé.

CHAPITRE III

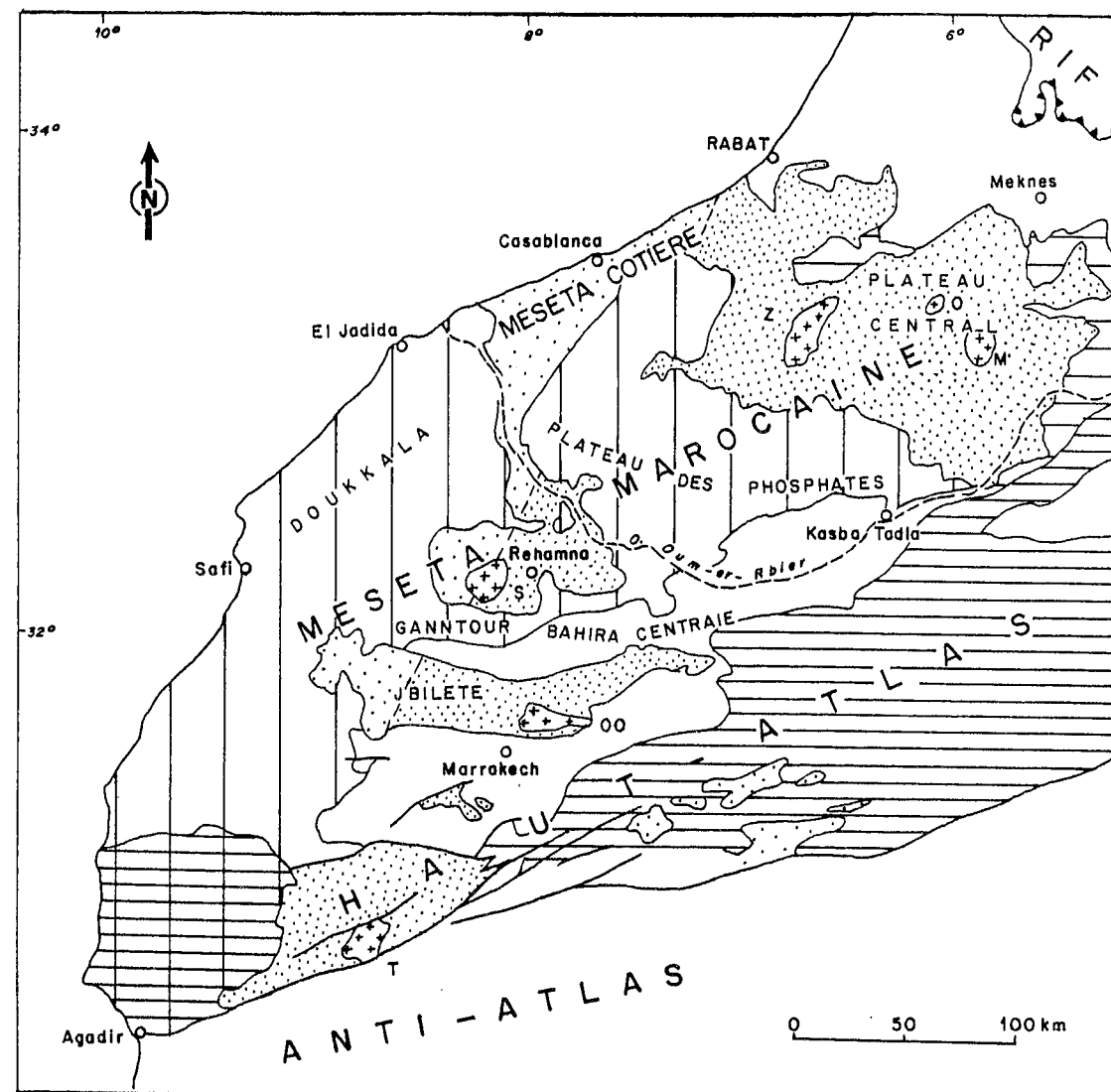


Fig.III-1 : Les massifs hercyniens de la Meseta marocaine d'après MICHARD et al. (1982).
En pointillé serré : zones orogéniques varisques avec les principaux granites : Zaër (Z), Oulmès (O) et Ment (M) dans le Plateau (Massif) central; Sebti de Brikiine (S) dans les Rehamna; Oueld Aslam (OO) dans les Jebilet, et Tichka (T) dans le Haut-Atlas. Pointillé lâche : Paléozoïque peu plissé. Hachures verticales : couverture Secondaire-Tertiaire tabulaire, avec sillons néogènes sub-atlasiques et pré-rifains (blanc). Hachures horizontales : couverture plissée atlasique (type atlantique à l'Ouest, mésogéen à l'Est).

CHAPITRE III

LE MAGMATISME DISTENSIF BASIQUE ET ACIDE-BASIQUE DE LA MESETA OCCIDENTALE.

I. PRESENTATION ET CADRE GENERAL

La Meseta occidentale est constituée du Sud au Nord par les Jbilet, les Rehamna et le Massif central (Fig.III-1). Ce dernier est le massif le plus étendu. Dans cette étude, on va le subdiviser en deux parties ; la partie occidentale ou Meseta nord-occidentale où se situe le bassin de Sidi Bettache et la partie orientale structurée à partir du bassin du Fourhal. A cette partie de la Meseta occidentale il faut rattacher au point de vue structural la boutonnière du Tazekka, qui représente un jalon vers les boutonnières de la Meseta orientale et qui, par commodité et par analogie de son magmatisme avec celui du Maroc oriental, a été étudiée dans les paragraphes précédents. Toutes ces unités de la Meseta occidentale montrent des directions structurales généralement orientées NE-SW.

II . APPROCHE PETROLOGIQUE ET MINERALOGIQUE DES SERIES MAGMATIQUES

II.1. Le Maroc central (Bassin du FOURHAL)

II.1.1 Aperçu géologique général (Fig.III-2a et b)

Au sein de la Meseta marocaine, le Maroc central (ou Massif Central) constitue la plus étendue des boutonnières paléozoïques. TERMIER (1936) y a distingué d'Ouest en l'Est trois grandes unités.

- l'anticlinal de Khouribga-Oulmès à cœur ordovicien (zone occidentale)
- le synclinorium de Fourhal-Telt occupé par des terrains dinantiens (zone centrale)
- l'anticlinorium de Kasba-Tadla-Azrou plus complexe, à noyaux cambro-ordoviciens (zone orientale)

Des travaux plus récents (SEBBAG, 1970 ; ALLARY et al., 1972 ; MICHARD, 1976 ; CAILLEUX, 1978 ; BOUABDELLI, 1989) ont apporté des précisions et des données synthétiques quant à la stratigraphie et à l'évolution structurale de ce vaste domaine.

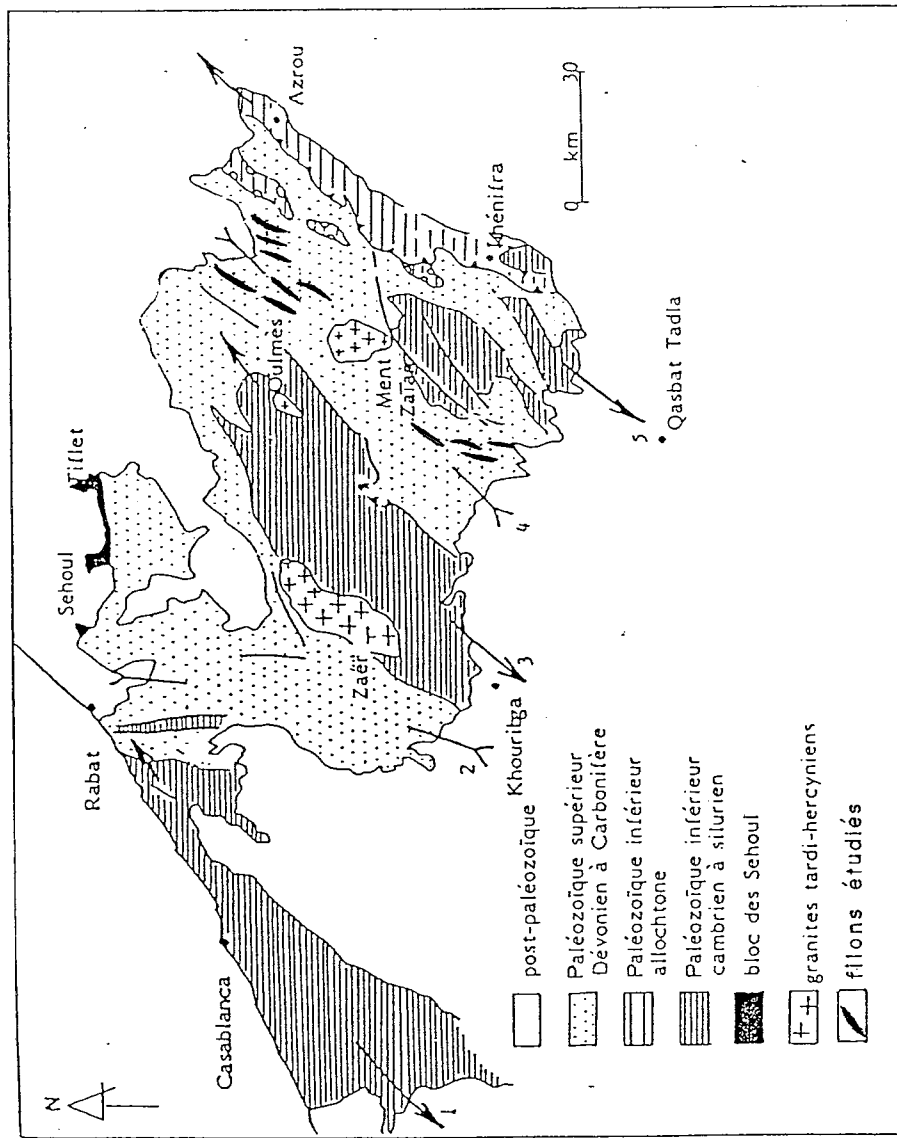


Fig.III-2b : Localisation des filons étudiés dans le massif hercynien central du Maroc. 1 : anticlinorium de Casablanca ; 2 : zone synclinoriale occidentale ; 3 : l'anticlinorium de Khouribga-Oulmès ; 4 : zone synclinoriale de Fourhal-Telt ; 5 : anticlinorium de Kasba-Tadla-Azrou (d'après BOUABDELLI, 1989).

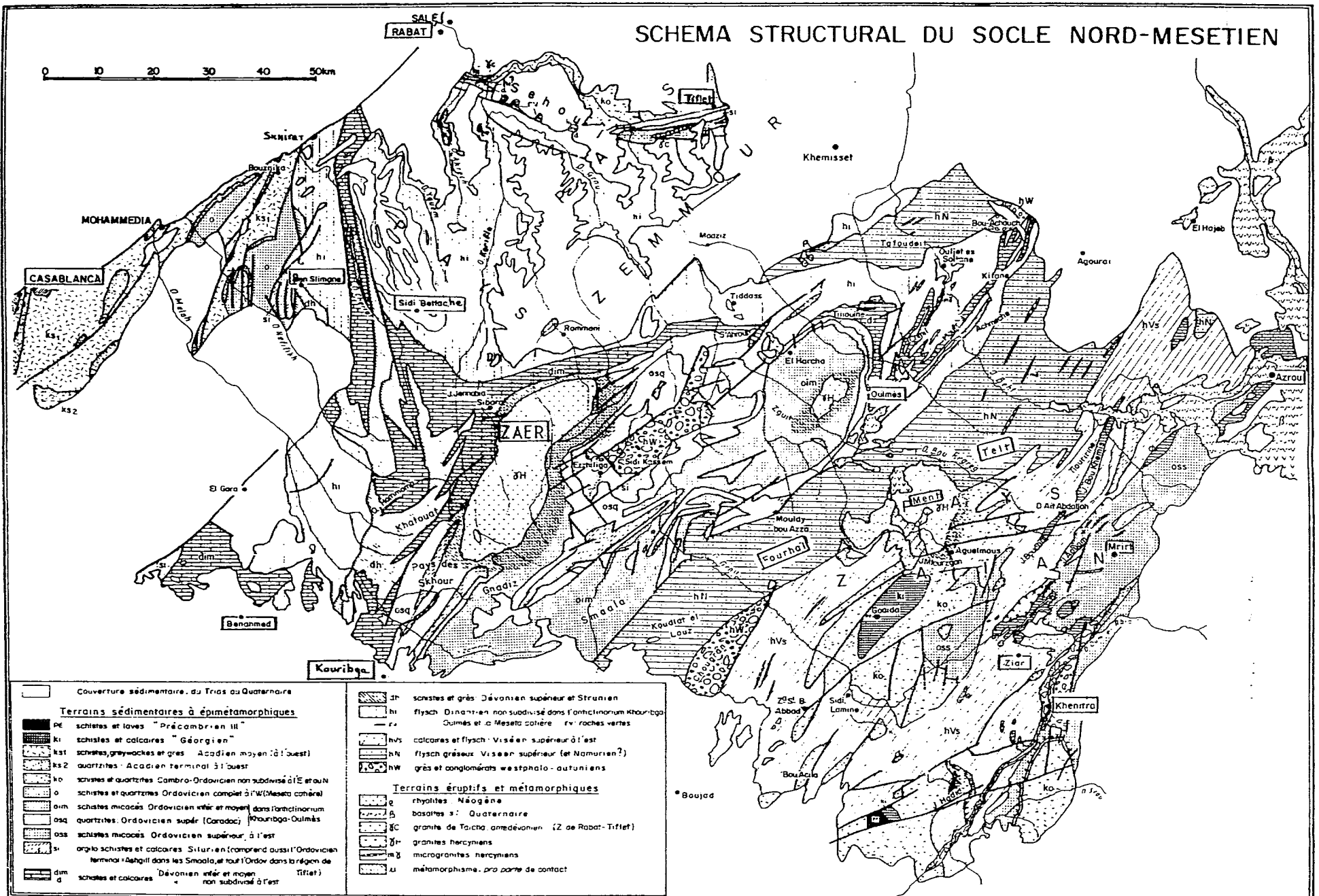


Fig.III-2a : Le massif central marocain d'après MICHARD (1976). On reconnaît, d'Ouest en Est, l'anticlinorium de Casablanca, la zone synclinoriale occidentale (bassins de Ben Slimane, allant de Skhirat à Benahmed, de Sidi Bettache, de l'oued Khorifla au Khatout), l'anticlinorium de Khouribga-Oulmès (incluant les granites du Zaër et d'Oulmès), la zone synclinoriale axiale, ou du Fourhal-Telt (avec le granite de Ment) et, à l'Est la zone Kasba-Tadla-Azrou où sont situées les nappes de Khénifra et de Ziar-Mrirt. Au Nord du Massif central, entre Rabat et Tiflet, l'anticlinorium du même nom et la zone du Sehoul. Les localités appelées dans le texte sont encadrées (tiré de la thèse de DIOT, 1989).

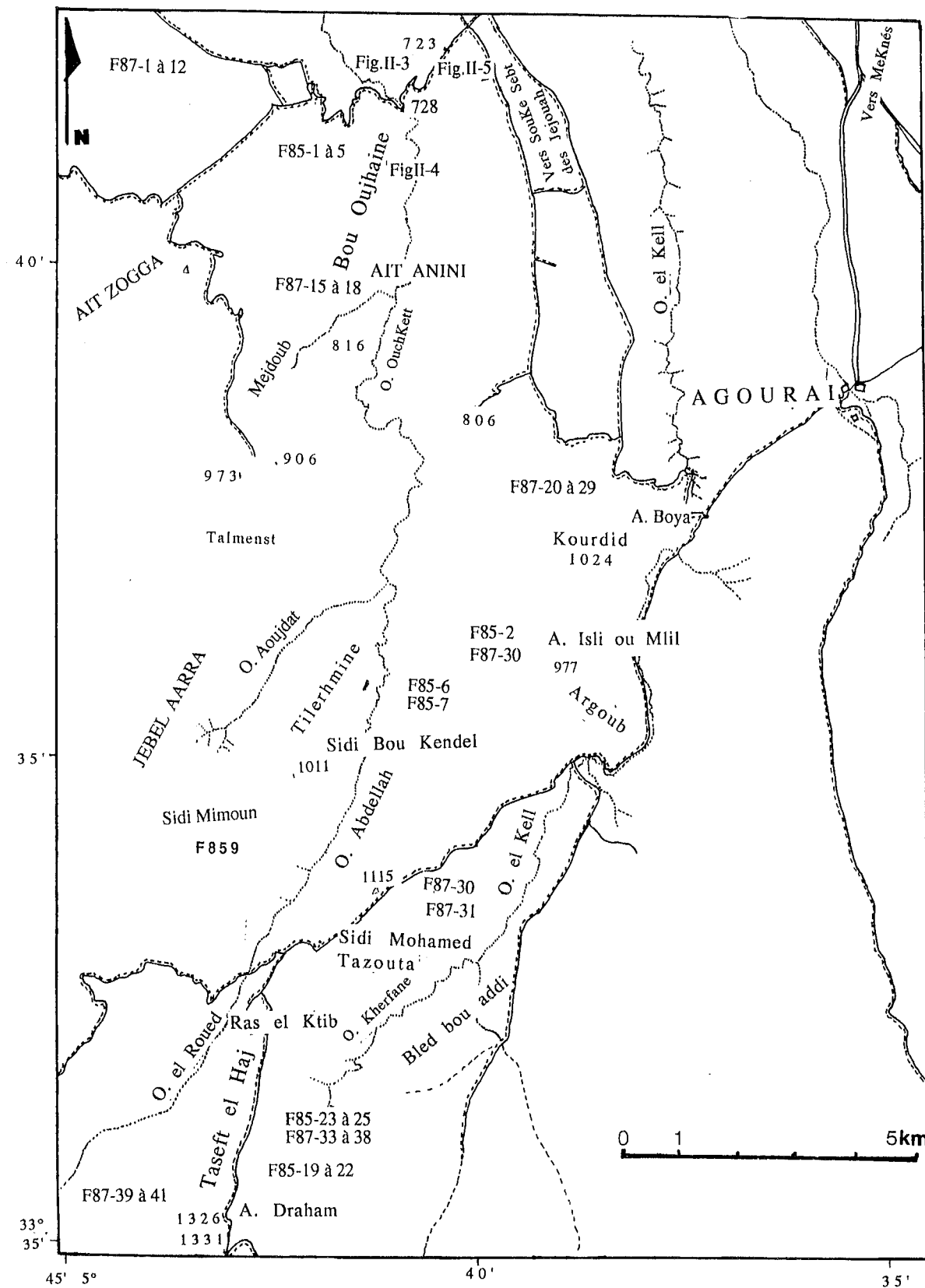


Fig.III-2c : Croquis de situation des échantillons prélevés dans le Maroc central, bassin du Fourhal. Extrait de la carte topographique au 1/50.000, feuille d'Agourai

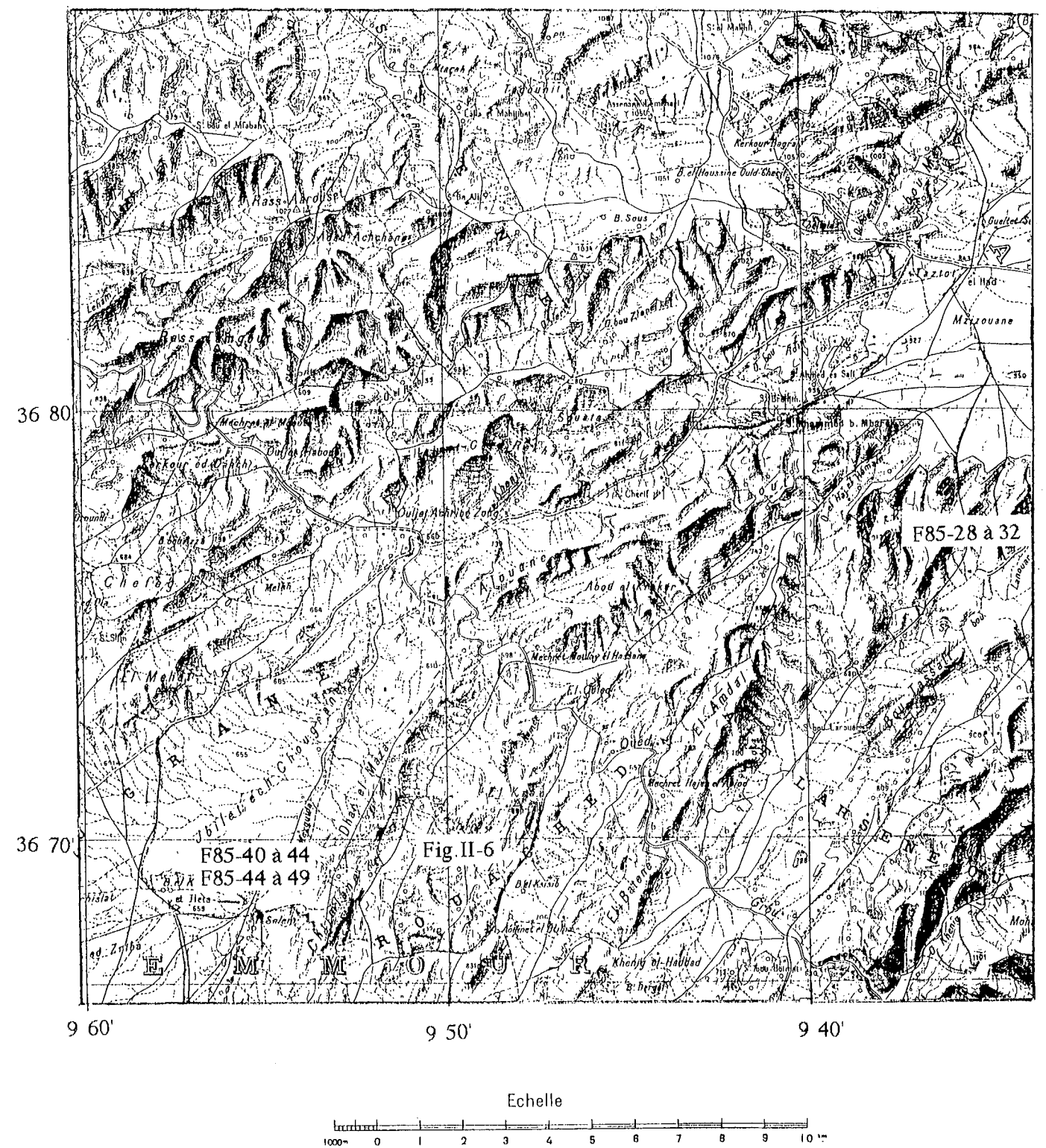


Fig.III-2d : Croquis de situation des échantillons prélevés dans le Maroc central, région des Chougrane. Extrait de la carte topographique au 1/100.000, feuille d'Oulmès-Moulay Bou-Azza.

Le soubassement précambrien et cambro-ordovicien affleure surtout dans la zone de Kasba-Tadla-Azrou sous la forme d'une série volcano-détritique et quartzitique (les quartzites Zaïan). Au-dessus, la série paléozoïque est continue jusqu'au Westphalien. La transgression viséenne y a été reconnue depuis longtemps (TERMIER, 1963 ; MORIN, 1948) ; elle s'accompagne d'une discordance angulaire sur le Cambro-ordovicien de la zone orientale (AGARD et al., 1955 ; ALLARY et al., 1972).

La tectonique hercynienne est d'âge carbonifère. D'un point de vue structural, on distingue :

-une tectonique syn-viséenne dans le domaine oriental (BOUABDELLI, 1989).

-une tectonique post-Viséen supérieur, avec des déformations qui interviennent après le Westphalien A et des phases tardi-hercyniennes postérieures au Westphalien C et D.

La structuration hercynienne s'achève au Permien par une tectonique en décrochement associée aux dépôts continentaux et à un volcanisme acide (CAILLEUX et al., 1983 ; EL WARTITI, 1990). Divers phénomènes magmatiques jalonnent l'histoire géologique du Maroc central ; des manifestations volcaniques et volcano-détritiques sont connues au Précambrien et au Cambrien (MORIN, 1962 ; ALLARY et al., 1972) ; un magmatisme d'affinité tholéiitique à alcalin (transitionnelle) se développe au Tournaisien et au Viséen supérieur à la limite du bassin de Sidi-Bettache (Meseta nord-occidentale) (PIQUE, 1979 ; KHARBOUCH, 1982 ; PIQUE et al., 1985) ; des granites calco-alcalins (Zaër) et des leucogranites (Ment, Oulmès) se mettent en place tardivement ou postérieurement à la tectonique hercynienne, entre 270 Ma et 300 Ma (MRINI, 1985).

La région étudiée ici constitue une bande allongée NE-SW, appartenant à la zone synclinoriale du Fourhal-Telt. Elle se prolonge vers le Sud dans le bassin des Chougrane (Fig.III-2a). Les terrains formant l'encaissant des roches magmatiques échantillonnées (Fig. III-2c et d) sont des schistes et des grès attribués au Viséen supérieur et Namurien probable (TERMIER, 1936 ; CAILLEUX 1978 ; TAHIRI, 1991). Ils sont affectés par des plis tardi-hercyniens déversés vers l'Est (CAILLEUX, 1978 ; TAHIRI, 1991).

II.1.2. Le volcanisme dans le Maroc central

Ce volcanisme est préorogénique car il a été mis en place avant ou pendant le plissement majeur post-namurien qui déforme les coulées et les filons. Il est en grande partie intrusif et donne des filons lentiformes, à présent schistosés et orientés NE-SW. Le caractère chimique de ce volcanisme est essentiellement basique. Le volcanisme effusif sous forme de coulées avec présence de structure de pillow-lavas est peu représenté. Il a été observé au Sud dans la région du Chougrane dans le Jbel Chtilmane.

Les filons

Les filons sont anté- ou syn-schisteux : à leur contact le métamorphisme donne des schistes tachetés. L'épaisseur des filons est de deux à trente mètres au maximum ; par endroit, ils sont abondants (surtout dans la partie septentrionale du bassin) et parallèles les uns aux autres. On remarque souvent que les filons sont affectés par la schistosité, au moins sur leur bordure (Fig.III-3,4). L'orientation de celle-ci est généralement de N 0 à N 10 pentée de 60 à 80° vers l'Est.

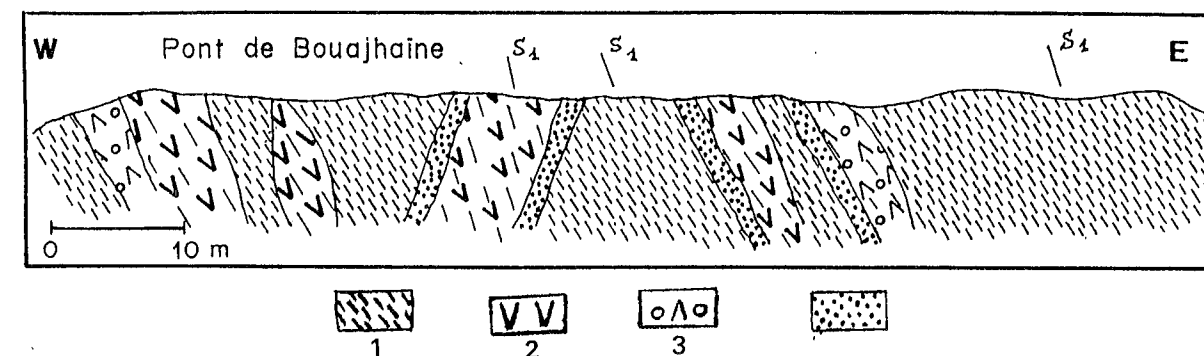


Fig.III-3 : Coupe géologique E-W (Maroc central) montrant la relation du filon de dolérite avec l'encaissant carbonifère (coupe le long de l'oued Oukchett à l'Est du pont de Bouajhaine, localisée sur Fig.III-2b). 1 : schiste viséo-namurien, S1 : schistosité régionale ; 2 : dolérite ; 3 : dolérite à phénocristaux ; 4 : coméenne au contact des filons doléritiques.

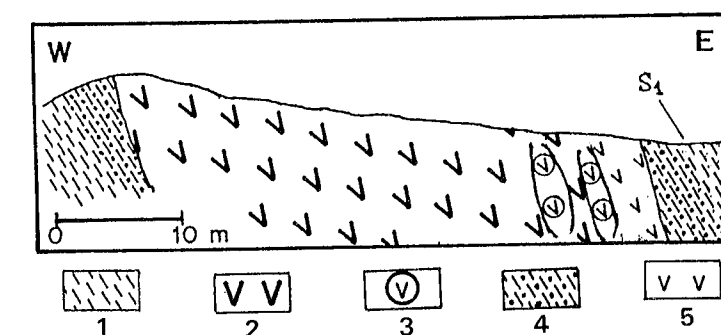


Fig.III-4 : Coupe transversale E-W (Maroc central) du filon gabbroïque de Bouajhaine montrant des poches à mégacrists de plagioclase et de pyroxène. (Coupe parallèle à l'oued Oukchett, localisée sur Fig.III-2b). 1 : schiste viséo-namurien avec S1 (schistosité régionale plissée) ; 2 : gabbro ; 3 : poches à mégacrists de plagioclase et de pyroxène ; 4 : schiste tacheté ; 5 : bordure du filon à structure fine.

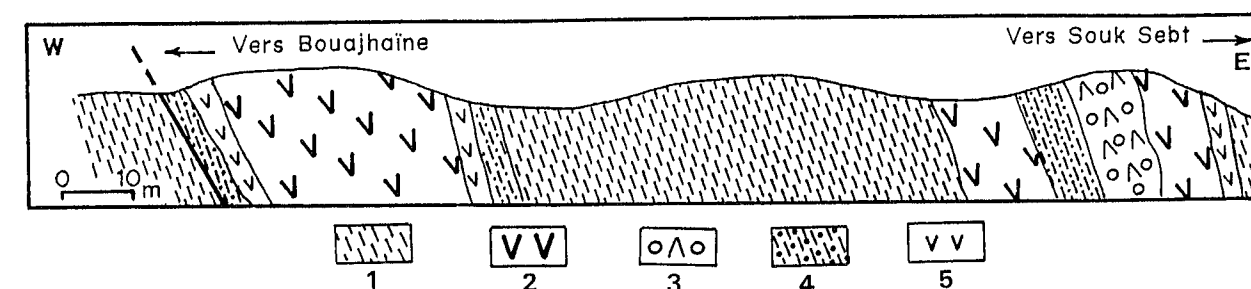


Fig.III-5 : Coupe géologique E-W (Maroc central) montrant la relation filon du dolérite avec l'encaissant carbonifère. (Coupe à 4 km au Sud de souk Es Sebt des Jeouah, localisée sur Fig.III-2b). 1 : schiste viséo-namurien, S1 : schistosité régionale ; 2 : dolérite ; 3 : dolérite à phénocristaux ; 4 : schiste tacheté ; 5 : bordure figée.

L'aspect pétrographique macroscopique de ce complexe filonien montre quatre faciès : bordure figée ; texture grenue gabbroïque ; texture doléritique banale ; texture doléritique porphyrique.

a- Les bordures figées

En général, tous les filons présentent une bordure figée à texture microlitique avec des microlites de plagioclase altéré en chlorite ou calcite baignant dans une mésostase elle aussi altérée et parsemée de microcristaux ou de granules d'opakes.

b- Les gabbros

Ce sont des roches sombres et massives à faciès grossier. Ils forment des filons de 20 à 30 m d'épaisseur (fig. III-4 et 5). Le plus grand filon est celui de Bouajhaoïne (Fig. III-4). Ce filon peut présenter des structures qui diffèrent de la bordure au coeur du dyke. Sur une coupe transversale de ce filon au point 626 parallèlement à l'Oued Oukchet (feuille de Agourai à 1/50000) on a pu observer des poches litées parallèles à la schistosité qui montrent un faciès très grossier, avec des mégacristaux de feldspath en lattes et des minéraux sombres (de 2 à 5 cm de long).

La texture est grenue (éch. F-85-40 et F-85-5) et les minéraux sont jointifs. Les grandes lattes de plagioclase (de 0.5 à 2 cm de long sur 1 à 2 cm de large) sont altérées en épidote, en calcite et en chlorite et sausritisées. Les pyroxènes sont en partie épidotisés et opacifiés dans les fractures. Certains espaces interstitiels sont chloritisés (chlorite vert-olive en L.N.) et parsemés de nombreux granules d'opakes ; parfois la chlorite est de structure fibro-radiée. Des cristaux trapus corrodés d'opakes sont abondants ; il pourrait s'agir d'ilménite. La roche est parcourue par de petits filonnets remplis de calcite et d'un mélange d'oxydes et de chlorite.

c- Les dolérites et les diabases

La texture doléritique est modifiée par la schistosité qui lui donne un aspect feuilleté qu'on confond parfois avec une structure fluidale.

Au microscope, quand la roche est altérée, les seuls cristaux conservés observables sont les plagioclases (Andésine-labrador) qui montrent des prismes allongés tordus ou aplatis dans le sens de la schistosité et fracturés avec des contours irréguliers. Dans les échantillons plus frais (éch. F-87-33), les pyroxènes montrent quelques reliques encore fraîches. Les pyroxènes se présentent sous forme de grands cristaux qui englobent ou qui phagocytent des prismes de plagioclases, ce qui confère à la roche la texture doléritique ophitique (éch. F-87-16, 17). Dans les échantillons les plus altérés, aucun minéral ferromagnésien n'a résisté à l'altération. La mésostase est formée d'un mélange non identifiable mais où on reconnaît parfois la calcite et la chlorite. La schistosité est soulignée par les nombreux filonnets d'oxydes et de calcite. Les interstices englobent des plages arrondies à pseudo-hexagonales complètement remplies de chlorite ; il s'agit peut-être des traces d'anciens cristaux d'olivine. Les minéraux opaques sous forme de microlites ou de cristaux corrodés sont parsemés dans la mésostase ; ce sont des ilménites.

d- Les dolérites porphyriques

Ces filons, limités par des niveaux centimétriques de cornéenne présentent un débit en feuillets plus ou moins prononcé. La roche est complètement altérée avec des phénocristaux blanchâtres de taille variable de quelques millimètres à 1 cm. Ce sont des plagioclases fracturés et transformés en chlorite et calcite.

La texture doléritique intersertale est plus au moins fine et déformée par la schistosité. Les minéraux ferromagnésiens, d'anciens pyroxènes en section allongée ou basale, sont à présent complètement transformés en chlorite avec exsolution d'oxydes dans les clivages. Les interstices sont remplis de chlorite, calcite et granules d'opakes.

Les coulées

Dans la région des Chougrane, la crête du Jbel Chtilmane (Fig. III-2d et 6) est constituée d'une masse de coulées en coussins, qui indiquent des éruptions sous-aquatiques. Les coussins sont de taille métrique à prismsation radiale avec un cortex vitreux ; les joints entre les coussins sont remplis de sédiments schistosés. Leur centre montre des cavités remplies par une cristallisation de quartz. Les schistes tachetés apparaissent au contact de la base de cette unité. Par ailleurs, on remarque qu'il y a plusieurs venues de laves séparées par des niveaux sédimentaires schisteux.

La texture peut être soit microlitique, dans les laves en coussins, soit doléritique, au centre de la coulée, ou encore "spinifex radiée" (BARD, 1980) avec des cristaux squelettiques très allongés de quelques millimètres à 1 cm de long de minéraux ferromagnésiens altérés (il s'agit peut-être d'ex-pyroxènes). Ces cristaux qui donnent un faciès dendritique en rosace à la roche indiquent un refroidissement rapide de la lave. Dans cette coulée du Jbel Chlimane, entre le niveau à aspect doléritique grossier et le niveau des laves en coussins à structure "spinifex radiée", on trouve un niveau de quelques centimètres d'épaisseur, minéralisé jaunâtre.

A partir du sommet jusqu'à la base de la coulée, on rencontre la succession suivante :

a- Le faciès de laves en coussins

La texture est microlitique avec cependant de longs microlites aciculaires creux, fourchus et groupés en gerbes, formant ainsi une texture en rosace. La roche est complètement altérée. Les microlites de plagioclases sont albitisés. Des fontômes de phénocristaux sont remplis totalement de calcite. La mésostase est parsemée de nombreux minéraux opaques en granules ou groupés en amas. La calcite existe à l'état dispersé dans toute la mésostase.

b- Faciès à texture "spinifex radiée" (Pl. III-1)

Les cristaux très allongés responsables de cette texture sont complètement transformés en chlorite avec exsolution d'oxydes dans les clivages. Il s'agit d'anciens pyroxènes ; les cristaux ont une forme carrée ou rectangulaire de taille millimétrique à centimétrique et ils sont séricitisés. La

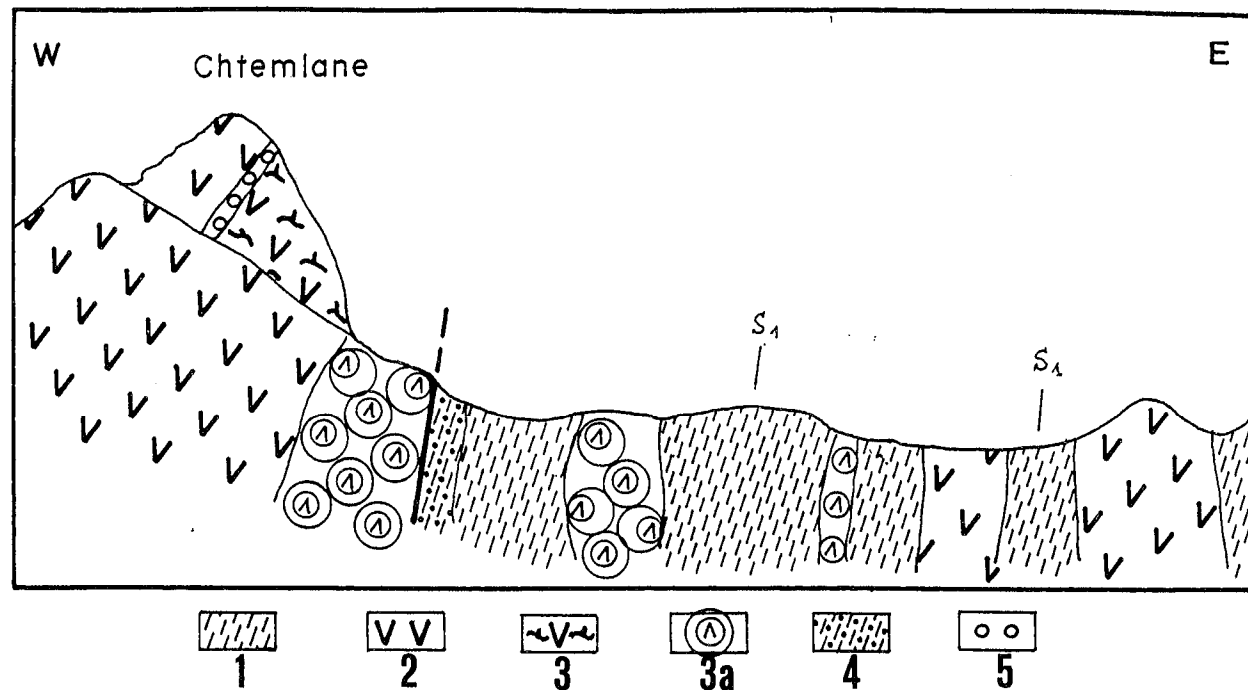


Fig. III-6 : Coupe E-W de Jbel Chtelmane (Chougrane, localisée sur Fig. III-2b) montrant des filons doléritiques et des coulées en coussins interstratifiées dans l'encaissant viséo-namurien. 1 : schiste viséo-namurien, S₁ : schistosité régionale ; 2 : laves vertes doléritiques ; 3 : laves à structure en rosace (texture spinifex) et pillow de taille métrique ; 3a : pillow-lavas ; 4 : schiste tacheté ; 5 : niveau minéralisé (sulfures).

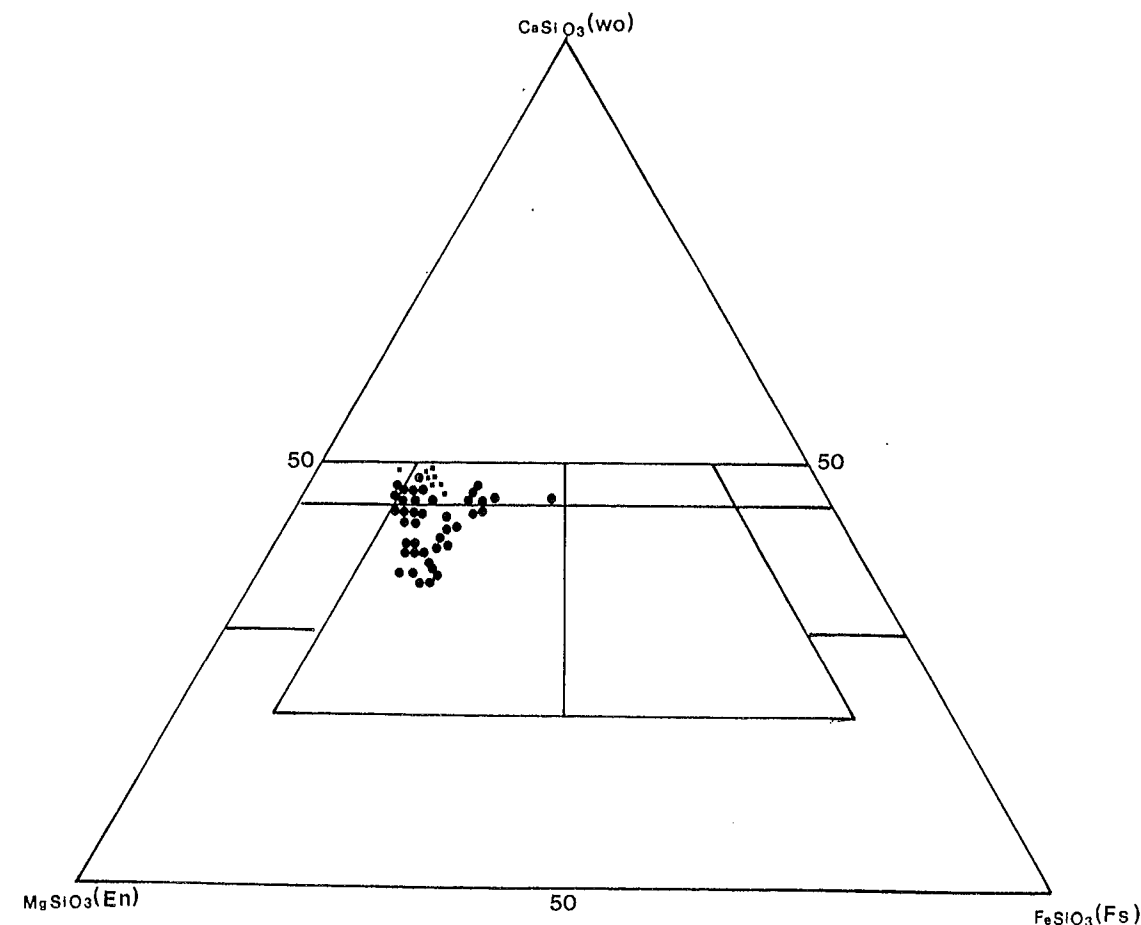


Fig. III-7 : Position des clinopyroxènes des roches du Maroc central (point noir) et des Rehamna (carré noir) dans le triangle Wollastonite-Enstatite-Ferrosilite. (d'après POLVDERVAART et HESS, 1951).

mésostase microcristalline est en partie chloritisée. De nombreux microlites de minéraux opaques sont parsemés dans cette mésostase.

c- Faciès doléritique

La partie centrale de cette formation (Fig. III-6) présente un faciès doléritique grossier séparé du niveau à coussins à structure "spinifex radiée" par un niveau hydrothermal minéralisé jaunâtre de quelques centimètres d'épaisseur. Au microscope, la texture est doléritique intersertale porphyrique avec de grandes lattes de plagioclases creux à contour irrégulier, fracturées et à inclusions altérées en chlorite. Les macles simples sont assez fréquentes dans ce plagioclase. Les minéraux ferromagnésiens, souvent en sections allongées, se trouvent complètement transformés en chlorite oxydée (vert orangé). La mésostase est composée de chlorite, de calcite et de minéraux opaques qui sont subautomorphes, carrés ou rectangulaires ; il s'agit d'ilménite.

II.1.3. Approche minéralogique des laves du Maroc central

Les analyses de minéraux ont été faites à la microsonde Ouest, Brest (microsonde automatisée SX80 ; conditions analytiques 15 KV, 12 nA, temps de comptages 6s). Le choix a porté sur les échantillons les moins altérés.

II.1.3.1 Minéralogie des phases primaires

Les principales phases primaires sont les plagioclases, les clinopyroxènes, l'ilménite et l'olivine complètement pseudomorphosée en chlorite.

a. Le plagioclase

Il représente la phase la plus abondante ici. Dans les filons, ce sont des phénocristaux de quelques millimètres à 2-3 cm de long. Ils forment pour la plupart la phase précoce de la cristallisation comme l'indique leur forme automorphe tabulaire. Leur composition moyenne est d'environ An 43 à An 70 (Andésine-Labrador) ; parfois le centre d'un phénocristal peut être de composition bytownitique An 74-78. La teneur en potassium de ces plagioclases reste faible et ne dépasse pas 3% de K₂O.

b. Le Pyroxène

C'est le minéral le plus abondant après le plagioclase ; il est généralement ophitique et il englobe d'autres cristaux comme les plagioclases. Dans certains échantillons, il occupe les espaces interstitiels.

La composition moyenne des pyroxènes est :

Echantillon	F-85-44	F-85-4a	F-87-6	F-87-36
% Wollastonite	37.97	42.16	42.67	41.42
% Enstatite	46.31	39.69	45.77	44.51
% Ferrosilite	15.71	18.15	11.55	13.79

Ces pyroxènes sont généralement des augites comme le montre le diagramme classique Ca-(Fe+Mn)-Mg (Fig.III-7), mais le nuage des points recouvre le champ des salites. L'ouraltisation de la plupart des phénocristaux ne permet pas de voir les variations de la composition depuis le coeur jusqu'à la périphérie du phénocristal. Par ailleurs, un grand nombre d'analyses n'a pas été retenu car les totaux des analyses sont très faibles (total = 97-98) à cause de la conversion du pyroxène en amphibole. Là où on a pu analyser le coeur et la périphérie des phénocristaux (éch F-85-11), on remarque que le coeur des cristaux est plus magnésien que la bordure.

La lecture des tableaux d'analyses (Tab.III-Px.Marc) montre que les teneurs en CaO sont d'environ 18% ce qui est faible par rapport à la moyenne des teneurs en CaO prise comme référence (20.30%) par LETERRIER et al.(1982). Par ailleurs :

- * la teneur en TiO₂ est assez faible et varie de 0.7 à 0.8%
- * la teneur en Na₂O est moyenne (0.25 à 0.3%) ce qui correspond en général à la moyenne en sodium des augites
- * la teneur en Cr est faible, voire nulle
- * l'Al₂O₃ varie de 1 à 2.5% ce qui est faible par rapport à la moyenne prise en référence par LETERRIER et al. (1982).

Les travaux de KUSHIRO (1960) et de LE BAS (1962) ont montré la relation entre la composition chimique des clinopyroxènes et la nature du magma à partir duquel ils cristallisent. Ainsi, les teneurs en titane et alumine des clinopyroxènes augmentent depuis celles des magmas tholéitiques vers celles des magmas alcalins, ce qui a amené à construire des diagrammes de paramètres Al-Ti, SiO₂/Al₂O₃ et Al₂/Ti (Z est le % d'Al dans le site tétraédrique).

Par le diagramme Si/Al, KUSHIRO (1960 ; Fig.III-8a) a montré que :

- Les magmas tholéitiques sursaturés en silice ont des clinopyroxènes riches en SiO₂, mais pauvres en alumine.
- Les pyroxènes des magmas alcalins sous-saturés en silice ont une faible teneur en silice compensée par des fortes teneurs en Al₂O₃.

Ceci se traduit dans les diagrammes (Si/Al) par la répartition des points représentatifs de tous les clinopyroxènes autour d'une droite de saturation du site tétraédrique Si + Al = 2, avec une concentration des clinopyroxènes autour du pôle Si = 1.9 et Al = 0.1; les clinopyroxènes des séries

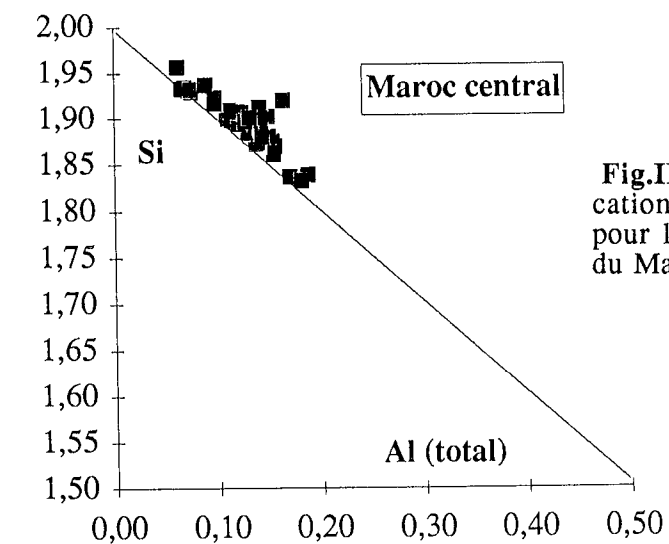


Fig.III-8a : Diagramme Si/Al (en cation) établi par KHOSHIRO (1960) pour les pyroxènes des roches intrusives du Maroc central.

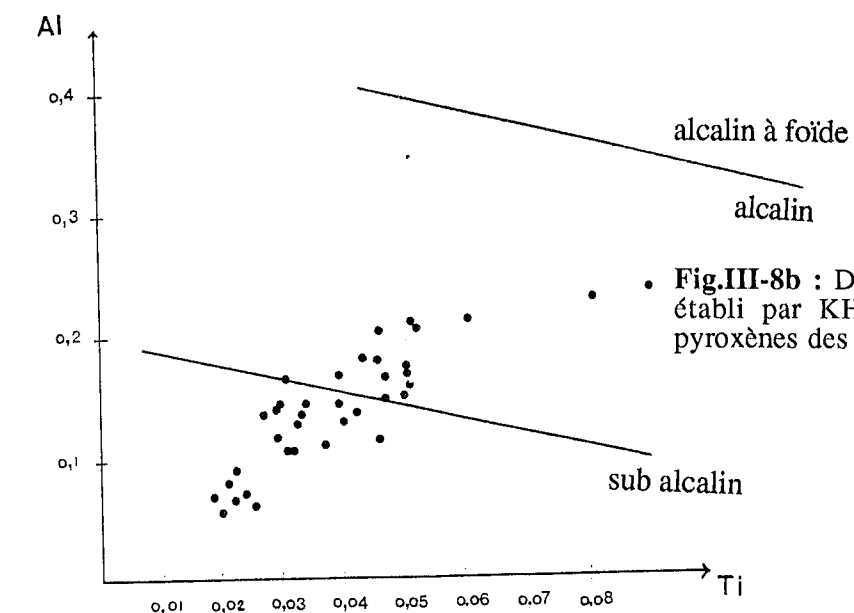


Fig.III-8b : Diagramme Al/Ti (en cation) établi par KHOSHIRO (1960) pour les pyroxènes des laves du Maroc central.

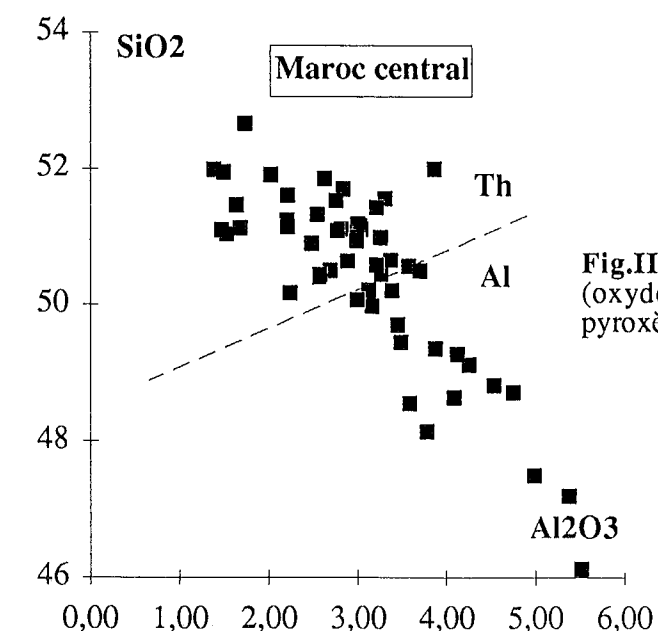


Fig.III-9 : Diagramme SiO₂/Al₂O₃ (oxydes) de LEBAS (1962) pour les pyroxènes des laves du Maroc central.

alcalines se répartissent autour des valeurs $Si = 1.8$ et $Al = 0.2$ et les clinopyroxènes des séries hyperalcalines ont des valeurs autour de $Si = 1.7$ et $Al = 0.3$.

Les clinopyroxènes des laves du Maroc central se concentrent autour du pôle Si dans le diagramme Si/Al et montrent ainsi leur caractère sursaturé en silice. Ce caractère est aussi mis en évidence par le diagramme Ti/Al qui permet de montrer l'évolution chimique des clinopyroxènes au cours de la cristallisation fractionnée et de différencier entre les clinopyroxènes des séries tholéïtiques, calco-alcalines et des séries alcalines.

Du diagramme SiO_2/Al_2O_3 (LE BAS, 1962) se dégage aussi la tendance tholéïtique des clinopyroxènes du Maroc central (Fig.III-9).

LETERRIER et al. (1982) ont distingué les grands ensembles des clinopyroxènes d'après les différents types de sites géotectoniques (Fig.III-10) ; les paramètres utilisés sont $Ca/Ti + Ca$, $Ca+Na/Ti$ et Ti/Al . Dans un premier temps, il faut faire la distinction entre les clinopyroxènes des basaltes alcalins et tous les autres clinopyroxènes (tholéïtiques et orogéniques). Ceci se traduit dans le diagramme binaire $Ca + Na/Ti$ (Fig.III-10a) par une répartition des points selon deux champs séparés par une droite $y = -0.4x + 0.38$ avec d'un côté 92% des clinopyroxènes des basaltes tholéïtiques et calco-alcalins et de l'autre côté 86% des clinopyroxènes des basaltes alcalins.

Le second diagramme binaire $Ca/(Ti + Cr)$ permet de séparer les clinopyroxènes des basaltes orogéniques de ceux des basaltes non orogéniques ; dans ce cas, les deux champs sont séparés par la droite $y = -0.08x - 0.04$ (Fig.III-10b). Un troisième diagramme : $Al\text{ total}/Ti$ distingue entre les clinopyroxènes des basaltes alcalins et ceux des basaltes tholéïtiques correspondant aux basaltes orogéniques (Fig.III-10c).

Dans le diagramme de paramètres $Ca + Na/Ti$ (Fig.III-11a), les points représentatifs se concentrent dans la zone de recouvrement des deux champs, tholéïtique et alcalin sans étirement du nuage des points vers le pôle alcalin. Si l'on prend la droite $y = -0.4x - 0.38$ comme ligne de séparation, on constate que le maximum des clinopyroxènes se déplace du côté tholéïtique. Pour savoir si les clinopyroxènes étudiés sont orogéniques ou non, on utilise le diagramme $Ca/Ti + Cr$; là, les points représentatifs des clinopyroxènes se situent dans la zone de recouvrement des deux champs au dessus de la droite $y = -0.4x + 0.38$, c'est à dire dans le champ des clinopyroxènes des séries non orogéniques (Fig.III-11b).

En nous basant sur les travaux de CABANIS (1986) qui a testé les différents diagrammes de clinopyroxènes NISBET et PEARCE, (1977) ; SCHWEITZER et al., (1979) ; LETERRIER et al., (1982) et MOLARD et al., (1983) sur les reliquats de clinopyroxènes des laves anciennes, nous adopterons la méthode de SCHWEITZER et al. (1979) la plus appropriée aux clinopyroxènes des laves anciennes. Ces auteurs se basent sur une étude statistique d'un grand nombre de clinopyroxènes. Des tableaux mettent en évidence la moyenne des grands ensembles de clinopyroxènes qui appartiennent à des basaltes tholéïtiques et alcalins. Les résultats sont présentés sous forme de graphiques à paramètres, les principaux oxydes analysés des clinopyroxènes en normalisant la moyenne des éléments des clinopyroxènes par rapport à la moyenne générale des éléments de tous les types de clinopyroxènes ; le résultat se présente sous forme d'anomalies positives ou négatives pour les divers éléments oxydés (Fig.III-12). La conclusion est que certaines anomalies sont caractéristiques des clinopyroxènes des différentes séries volcaniques ; ainsi, les

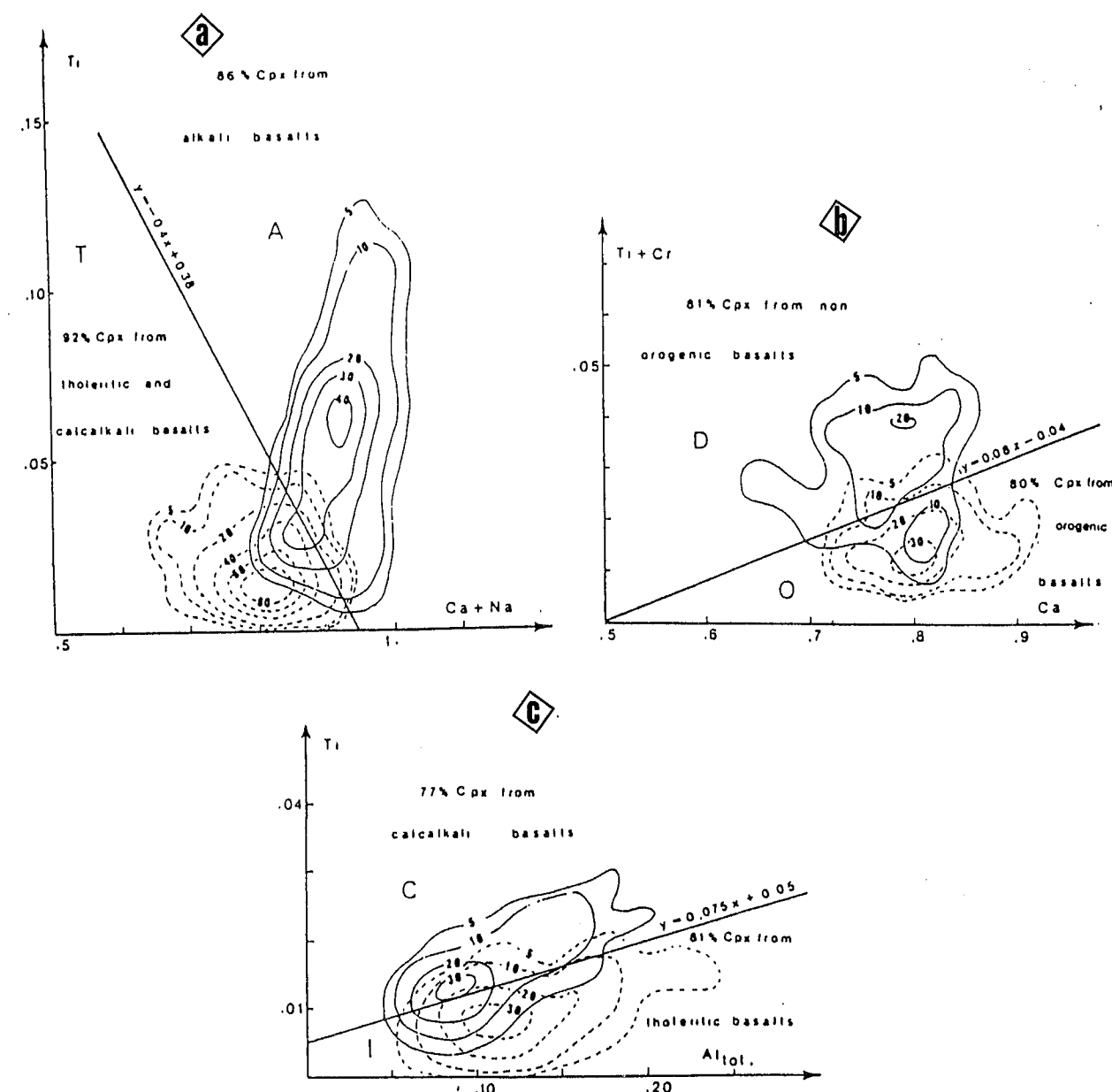


Fig.III-10 : Diagramme Ti/Ca + Na (en cation) de LETERRIER et al. (1982) pour les clinopyroxènes de séries volcaniques appartenant à différents contextes géodynamiques.

a - Diagramme Ti/Ca + Na (en cation) de LETERRIER et al. (1982) pour séparer les clinopyroxènes des basaltes des séries alcalines et tholéïtiques. **b** - Diagramme Ti+Cr/Ca (en cation) de LETERRIER et al., (1982) pour séparer les clinopyroxènes des basaltes des séries volcaniques orogéniques et anorogéniques. **c** - Diagramme Ti/Al total (en cation) établi par LETERRIER et al. (1982) pour séparer les clinopyroxènes des basaltes des séries tholéïtiques d'arc et des séries calco-alcalines.

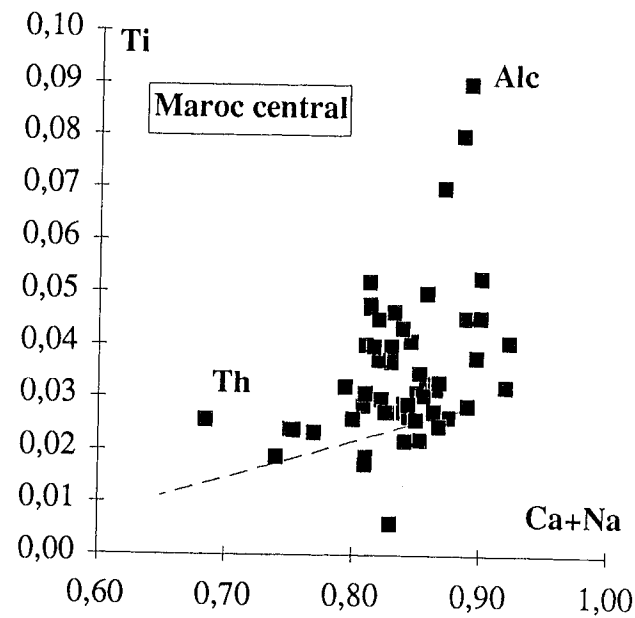


Fig.III-11a : Diagramme Ti/(Ca+Na) (en cation) de LETERRIER et al. (1982) pour séparer les clinopyroxènes des basaltes alcalins, des basaltes tholéitiques et calco-alcalins ; position des Cpx des laves du Maroc central.

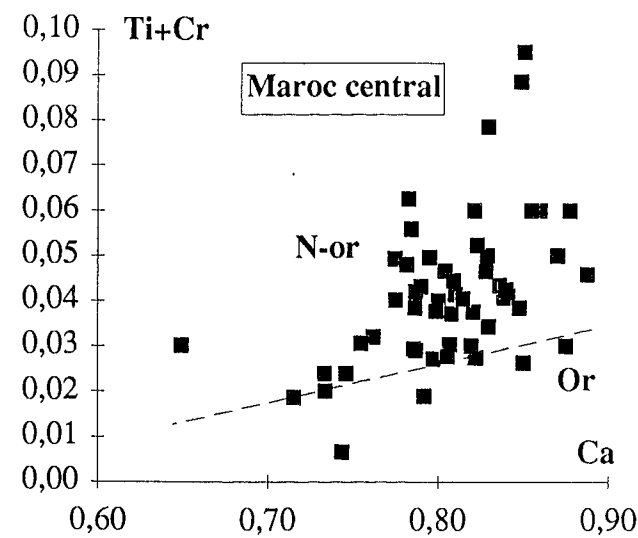


Fig.III-11b : Diagramme Ti+Cr/Ca (en cation) de LETERRIER et al. (1982) pour séparer les clinopyroxènes des séries volcaniques orogéniques et anorogéniques ; position des Cpx des laves du Maroc central.

	11-1	11-2	15	17-1	17-2	17-3	34-1	34-2	37-332	Avg. P ₃₄
SiO ₂	51.32	48.95	51.50	49.29	43.94	48.56	50.26	49.55	51.21	49.36
Al ₂ O ₃	3.93	4.81	2.75	3.75	8.24	1.80	3.30	2.47	3.10	3.86
TiO ₂	0.34	1.19	0.62	1.50	4.24	0.69	1.25	1.40	0.54	1.36
Cr ₂ O ₃	0.63	0.12	0.25	0.02	0.00	0.01	0.18	0.02	0.23	0.16
FeO	4.29	10.13	8.49	8.76	5.68	20.85	8.41	14.87	8.54	9.71
"Fe ₂ O ₃ "	1.87	1.95	0.98	2.16	4.05	1.26	2.08	1.33	1.41	1.96
MnO	0.11	0.23	0.07	0.24	0.16	0.55	0.26	0.41	0.20	0.24
MgO	17.97	14.01	16.81	13.21	11.65	6.04	15.52	13.21	16.24	13.98
CaO	19.19	18.29	18.20	20.62	21.66	19.54	18.60	16.32	18.40	19.03
Na ₂ O	0.14	0.18	0.05	0.30	0.44	0.36	0.25	0.21	0.10	0.23
Σ	99.79	99.86	99.72	99.85	100.06	99.66	100.11	99.79	99.97	99.89
Si	1.876	1.840	1.908	1.854	1.655	1.931	1.869	1.891	1.898	1.858
"Al"	0.134	0.163	0.092	0.145	0.345	0.067	0.130	0.107	0.102	0.142
Σ cations	2.000	2.003	2.000	1.999	2.000	1.998	1.999	1.998	2.000	2.000
Ti	0.009	0.014	0.017	0.042	0.120	0.020	0.035	0.040	0.015	0.017
"Al"	0.046	0.050	0.028	0.021	0.021	0.016	0.015	0.003	0.033	0.026
Cr	0.018	0.003	0.007	0.001	0.000	0.000	0.005	0.001	0.007	0.005
"Fe ³⁺ "	0.051	0.055	0.027	0.061	0.115	0.038	0.058	0.038	0.039	0.053
Fe ²⁺	0.131	0.318	0.265	0.276	0.179	0.695	0.262	0.475	0.271	0.319
Mn	0.003	0.007	0.002	0.008	0.005	0.019	0.008	0.013	0.006	0.008
Mg	0.979	0.783	0.927	0.740	0.654	0.355	0.860	0.751	0.892	0.771
Σ cations	1.237	1.250	1.273	1.149	1.094	1.143	1.243	1.321	1.263	1.219
Ca	0.752	0.736	0.722	0.831	0.874	0.833	0.741	0.667	0.729	0.765
Na	0.010	0.013	0.003	0.022	0.032	0.028	0.018	0.015	0.007	0.016
Σ cations	3.999	4.002	3.998	4.001	4.000	4.002	4.000	4.001	3.999	4.000

Tab 3 : Moyenne des principales familles de clinopyroxènes étudiés par SCHWEITZER et al. (1979)

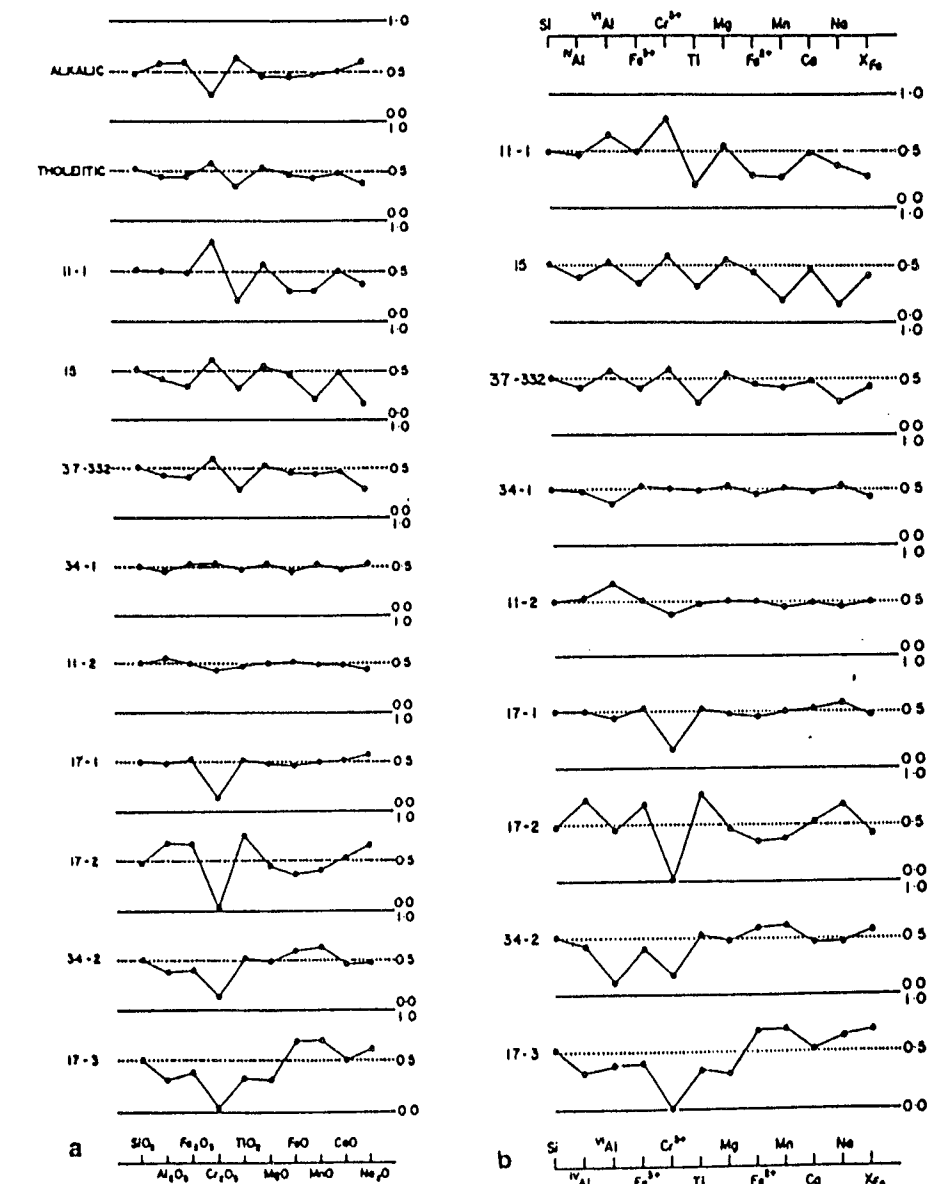


Fig.III-12 : Représentation graphique des variations de composition chimique des clinopyroxènes dans les familles tholéitiques et alcalines normalisées par rapport à la moyenne des clinopyroxènes figurant dans le tableau 3 (SCHWEITZER et al. 1979) ; voir explication dans CABANIS (1986).

clinopyroxènes des basaltes alcalins sont caractérisés par une anomalie positive moyenne en Al_2O_3 , FeO , Na_2O et forte en TiO_2 et une anomalie négative forte en Cr_2O_3 et faible en MgO et FeO . Les clinopyroxènes des basaltes tholéïtiques montrent une anomalie positive en Cr_2O_3 et faible en SiO_2 et en MgO et une anomalie négative moyenne en Al_2O_3 , FeO , MnO et Na_2O .

Partant de ce principe, CABANIS (1986) a repris cette représentation graphique avec quelques modifications portant sur l'ordre des éléments. Le fer total est utilisé sous forme de Fe^{++} . La normalisation est faite par rapport à la moyenne des clinopyroxènes des basaltes alcalins océaniques proposée par LETERRIER et al. (1982). La composition de référence obtenue est une composition intermédiaire entre des clinopyroxènes des séries tholéïtiques et des séries alcalines. Il ressort de la représentation graphique des deux moyennes de référence (Fig.III-13) que :

- Les clinopyroxènes des tholéïtes (Fig.III-13-1) présentent une anomalie positive marquée en silice et en magnésium et une anomalie négative en alumine, titane, calcium et sodium. A l'inverse, les clinopyroxènes des basaltes alcalins océaniques sont caractérisés par des anomalies positives en Al_2O_3 , TiO_2 , CaO et MgO , et négatives en SiO_2 et MgO .

- Dans les clinopyroxènes des basaltes alcalins continentaux, les anomalies citées ci-dessus deviennent plus accentuées (Fig.III-13-2). Les clinopyroxènes des séries transitionnelles se rapprochent des clinopyroxènes tholéïtiques en SiO_2 , Al_2O_3 , TiO_2 et FeO total.

- les spectres des clinopyroxènes des basaltes orogéniques apparaissent presque similaires à ceux des MORB ; il existe cependant des déficits en titane et en chrome, plus marqués en alumine ; de plus le fer et le calcium présentent une anomalie positive.

Si on applique la représentation graphique adoptée par SCHWEITZER et al. (1979) (Fig.III-14) aux laves du Maroc central, on constate qu'il y a une anomalie positive en SiO_2 et en MgO , une anomalie négative en Al_2O_3 , en TiO_2 , en CaO et en Na_2O ce qui est similaire aux anomalies des clinopyroxènes à caractère tholéïtique.

Les pyroxènes de certains filons et des laves en coussins montrent cependant plutôt les anomalies caractéristiques des clinopyroxènes des basaltes océaniques (anomalie négative en SiO_2 , en MgO et anomalie positive en Al_2O_3 , TiO_2 , et CaO). La question qui se pose est la suivante : le magma des coulées est-il le même que celui des filons ? par ailleurs, la différence de nature des clinopyroxènes est la conséquence de la différence de vitesse de cristallisation due au mode de mise en place.

COINCH et TAYLOR (1979) ont expliqué que le phénomène de trempe influence la répartition de certains éléments chimiques dans la structure des clinopyroxènes. Ces observations ont été faites aussi par MEVEL et VELDE (1975) sur des évolutions des clinopyroxènes des laves sous-marines tholéïtiques qui montrent des anomalies positives en TiO_2 et en Al_2O_3 et des variations chimiques entre le coeur et la bordure du cristal. Ces auteurs montrent que les variations de ces éléments sont en relation avec la vitesse de refroidissement, avec notamment le rapport Ti/Al qui diminue du coeur vers la bordure des coussins.

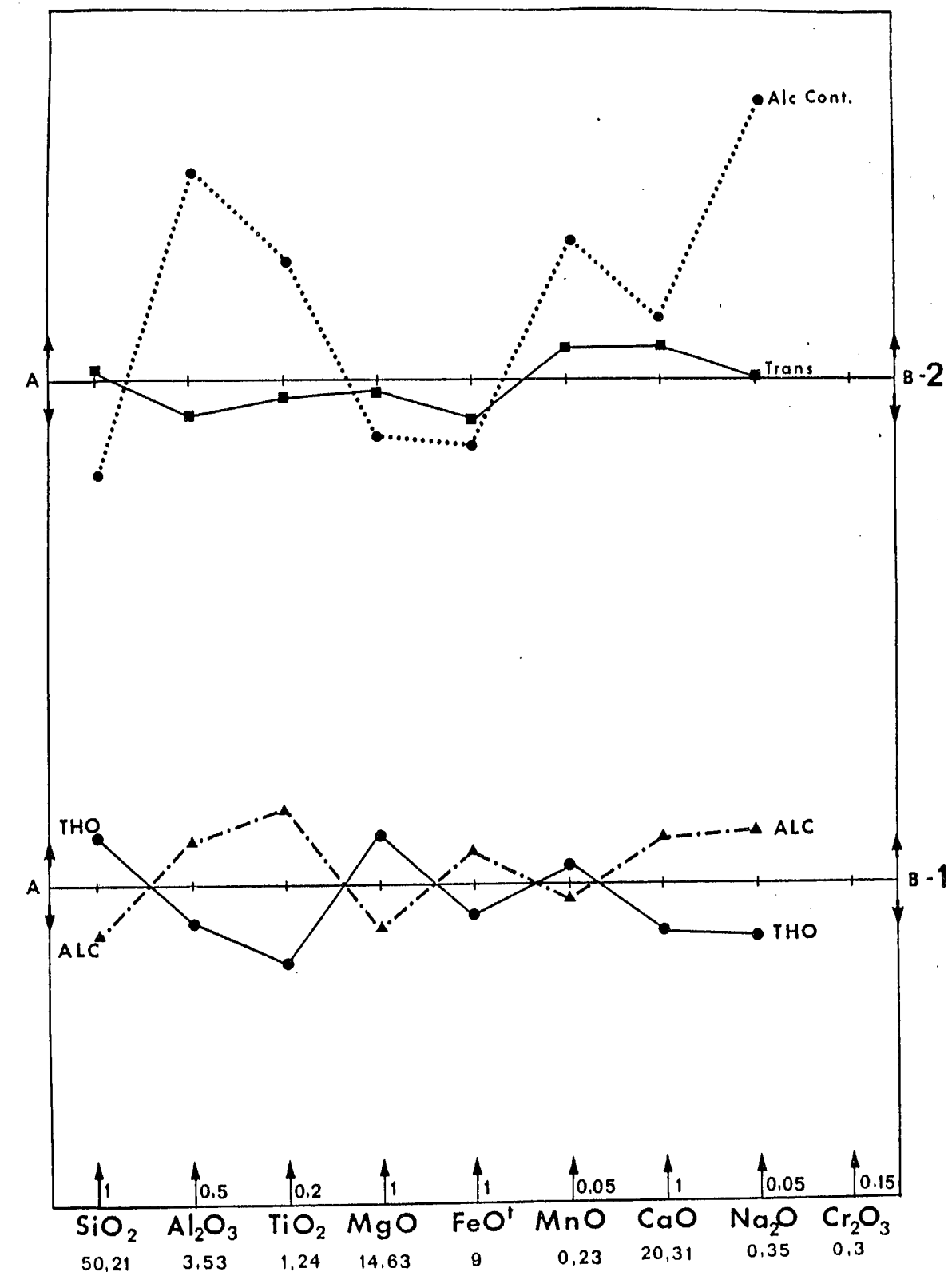


Fig.III-13 : Représentation graphique adaptée de SCHWEITZER et al. (1979) pour les variations des principaux oxydes des moyennes des clinopyroxènes obtenus par LETERRIER et al. (1982) pour diverses séries volcaniques tholéïtiques, transitionnelles et alcalines. La composition chimique de référence correspond à la moyenne des clinopyroxènes des séries tholéïtiques et alcalines océaniques donnée par LETERRIER et al. (1982). La droite AB représente la composition chimique moyenne prise comme référence et dont les valeurs sont données en bas de la figure. L'échelle de variation différente selon les oxydes considérés, est également inscrite en bas de diagramme. 1 - Variations symétriques des moyennes prises en référence et spectres caractéristiques des clinopyroxènes à caractère tholéïtique et alcalin. 2 - Spectre des clinopyroxènes des séries transitionnelles et alcalines continentales. (tiré de CABANIS, 1986)

c. L'olivine

Aucune olivine n'est restée fraîche. Elle est totalement pseudomorphosée en chlorite. Elle n'est reconnaissable que par son habitus hexagonal ; en général, elle est rare.

d. L'ilménite

C'est le minéral opaque le plus abondant dans ces laves; il existe en cristaux automorphes à sub-automorphes.

II.1.3.2. Minéralogie des phases secondaires

La paragenèse secondaire est formée de minéraux de basse température : albite, chlorite, épidote, sphène, séricite et oxydes en granules.

- L'albite est trouvée occasionnellement en analysant les plagioclases.
- La chlorite provient de l'altération du plagioclase, ou du pyroxène ; c'est un minéral omniprésent en association avec l'albite
- La séricite est le produit d'altération du plagioclase ; elle se trouve aussi dans la mésostase.
- Les oxydes sont en granules abondants dans la mésostase.
- Le sphène est un minéral d'altération du pyroxène et des minéraux opaques.

Certains échantillons contiennent des sulfures (pyrite) qui témoignent d'une altération hydrothermale.

En conclusion, dans cette région du Maroc central, le volcanisme dinantien pré-orogénique est uniquement basique et représenté par deux modes de gisements :

- * intrusif sous forme de sills et de dykes de dolérites, de diabases et de gabbros.
- * effusif avec quelques rares coulées en coussins de faible extension, décrites ici pour la première fois.

Les filons anté ou syn-schisteux sont parfois parallèles entre eux et allongés NE-SW. Les laves sont altérées, mais on peut reconnaître leur paragenèse primaire constituée de plagioclases (andésine-labrador) et de minéraux ferromagnésiens (augite-salite) d'affinité tholéitique voire alcaline et d'opagues (ilménite).

Cette paragenèse primaire a été remplacée par une association minéralogique secondaire formée par l'albite, la chlorite, la calcite, l'épidote et les oxydes. La présence d'un niveau minéralisé en sulfures indique une altération hydrothermale.

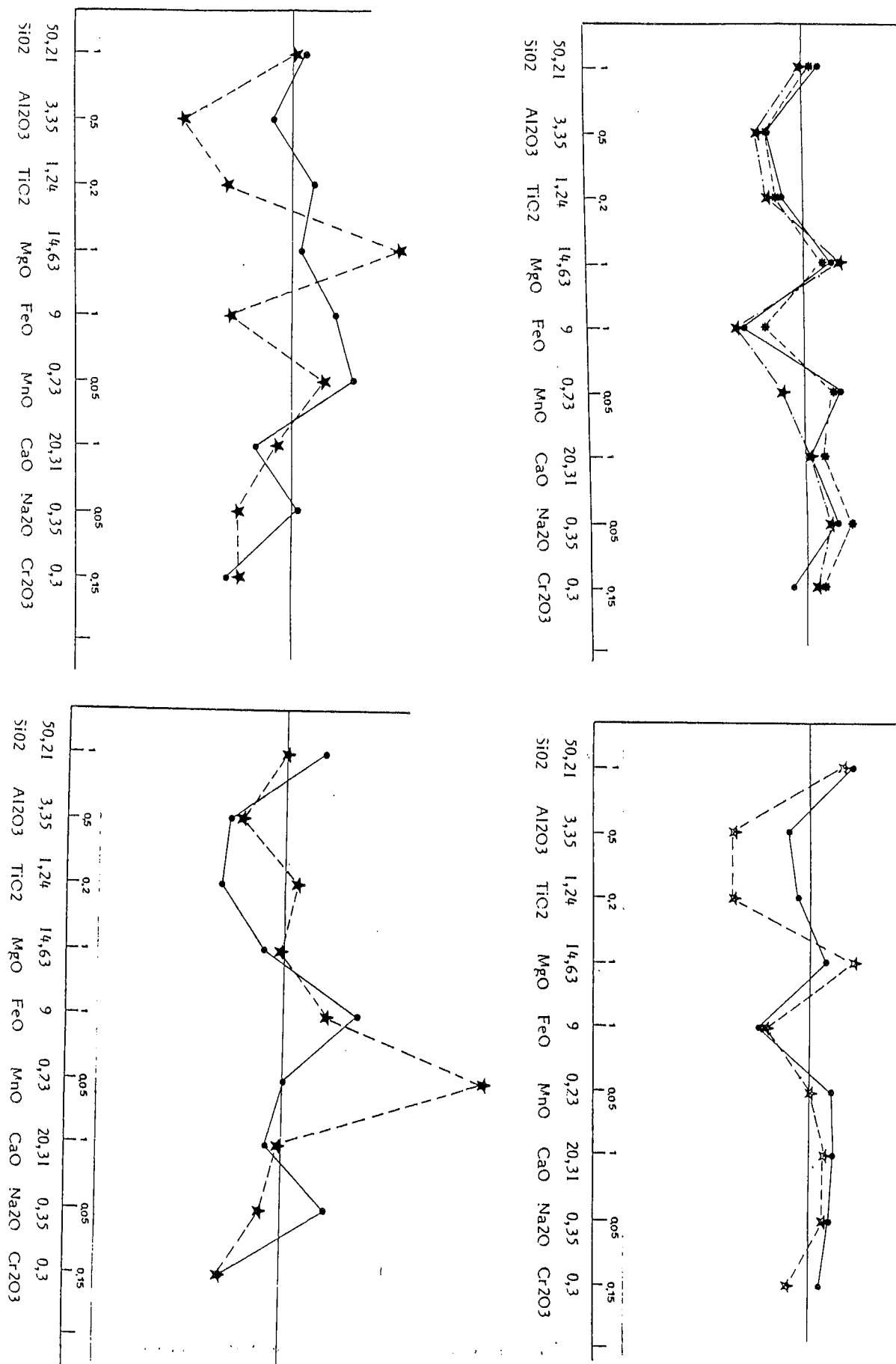


Fig. III-14 : Même explication que la figure 13.
Courbes de variations des moyennes des pyroxènes des laves basaltiques (filon et coulée) du Maroc central (Telt Foulhal)

II.2. La Meseta nord-occidentale (Le bassin de SIDI BETTACHE)

II.2.1. Aperçu géologique général

Ce bassin s'étend sur la plus grande partie de la Meseta nord-occidentale, c'est-à-dire la moitié occidentale du massif du Maroc central (Fig.III-2) et au Sud, les zones occidentales et centrales des Rehamna et les Jbilet. Depuis les premiers travaux de LECOINTRE (1926), plusieurs travaux se sont succédés; ceux de PIQUE (1979), EL HASSANI (1990) pour la zone de Rabat-Tiflet et le bloc de Sehoul, FADLI (1990) pour les massifs des Mdakra et des Khatouat au sud du bassin de Sidi Bettache, ZAHRAOUI (1991) pour la Meseta côtière et la zone de l'oued Cherrat et TAHIRI (1991) pour la partie orientale du bassin..

La forme triangulaire de la Meseta nord-occidentale (Fig.III-15), montre le bassin subsident de Sidi Bettache avec ses limites nord et ouest situées à l'aplomb de zones de fractures anciennes. Ce bassin s'est individualisé dès le Dévonien supérieur; la sédimentation chaotique sur les marges évolue au centre vers une sédimentation fine et distale. L'individualisation et le remplissage de ce bassin se sont accompagnés, du Dévonien supérieur au Dinantien, de la mise en place, sous forme de filons et de coulées spilitiques, de corps magmatiques divers dont l'étude pétrographique et géochimique a été réalisée par KHARBOUCH (1982). Les failles bordières servent de voie d'accès à des laves épanchées sous forme de coulées ou refroidies dans des filons de semi-profondeur. Les marques de cette manifestation volcanique et hypovolcanique d'âge famenno-tournaisien sont l'allongement cartographique de direction N20 sur la bordure orientale de la zone de l'oued Cherrat (laves tournaisiennes des Beni Abid), N100 au sud du bloc des Sehoul (spilites de Sehoul et corps intrusifs de l'oued Khorifla) et N70 dans les Ouled-Khalifa au Sud du bassin (Fig.III-16)

Dans cette étude, je ne ferai que rappeler ici les résultats des travaux effectués, auparavant (KHARBOUCH, 1982).

II.2.2. Description pétrographique et minéralogique

II.2.2.1. Les coulées tournaisiennes de Rabat-Tiflet

Ces coulées s'intercalent dans la formation sédimentaire famenno-tournaisienne d'Aïn El Klab (PIQUE, 1979). Elles ont une épaisseur de quelques dizaines de mètres. A l'affleurement, les roches sont brunes sombres à grises-verdâtres et elles présentent souvent un faciès amygdalaire à vacuoles remplies de calcite.

Ce sont des roches à texture microlitique amygdalaire parfois porphyrique. Les microlites de plagioclase sont albitisés. La mésostase est composée de chlorite, de calcite, de minéraux opaques; on y distingue des reliques d'anciens pyroxènes ou olivines.

Ces roches sont des spilites dont la paragenèse initiale est détruite et remplacée par une paragenèse secondaire à albite + calcite + opaques.

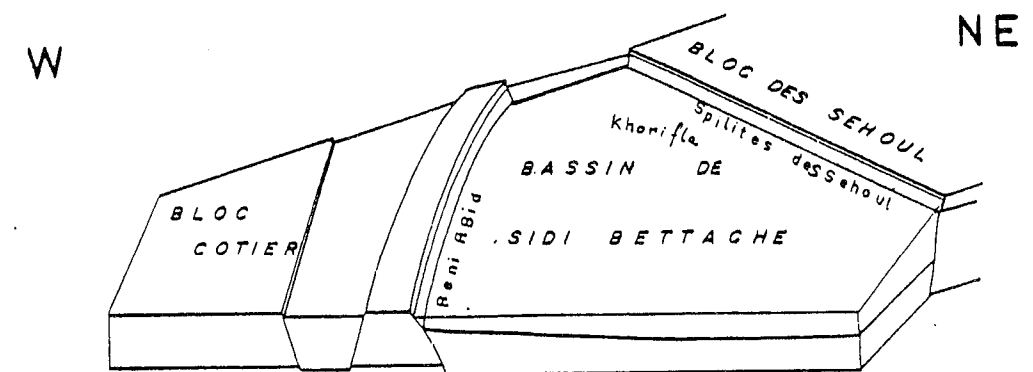


Fig.III-15 : Schéma des zones sédimentaires de la Meseta nord-occidentale pendant le Dévonien supérieur-Dinantien, montrant le bassin subsident de Sidi-Bettache avec ses marges où se met en place la volcanisme dinantien. (d'après PIQUE 1979)

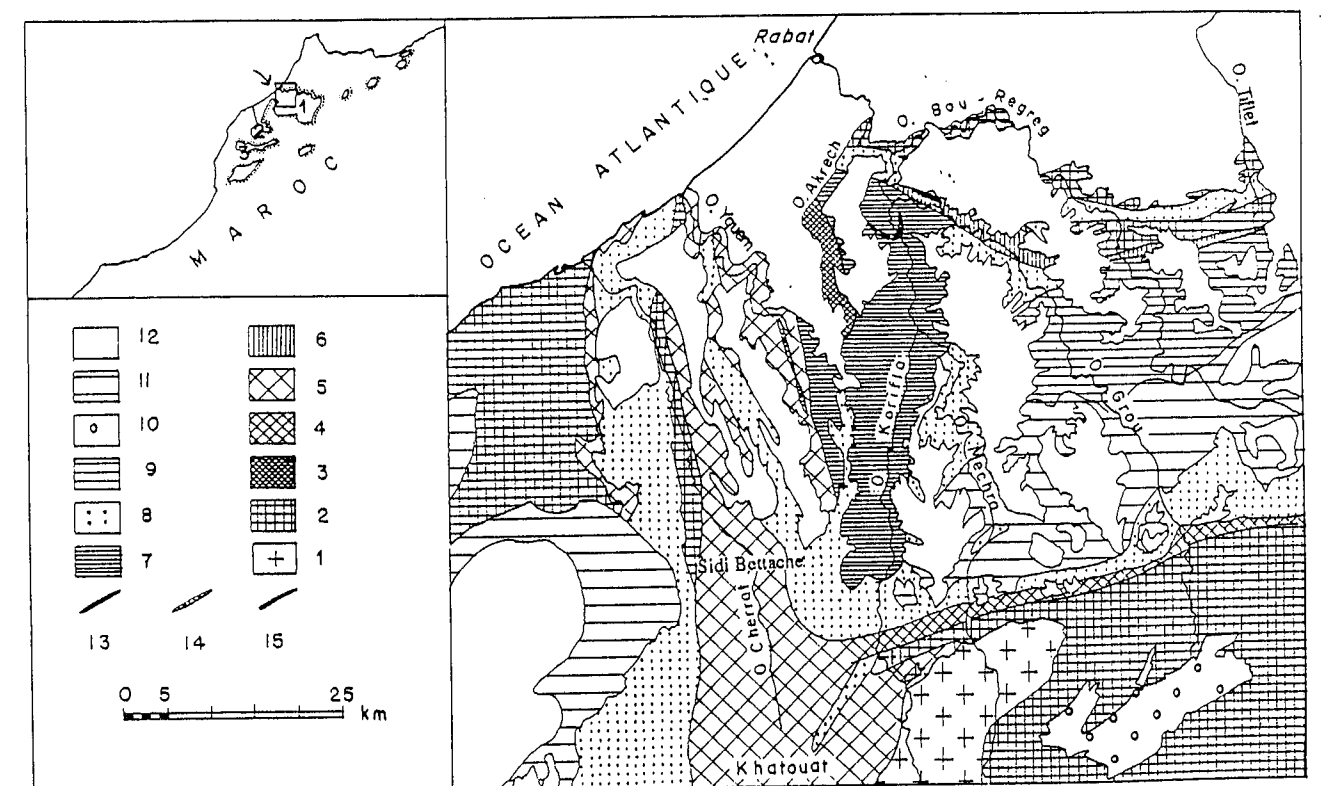


Fig.III-16 : Carte géologique schématique de la Meseta nord-occidentale. (d'après PIQUE 1983).
1 : granite hercynien ; 2 : Paléozoïque inférieur et moyen; 3 : Formation d'Aïn-Hallouf (Famennien); 4 : couches de Tsili (Famenno-Tournaisien); 5 : Formation d'Al Brijat-Sidi Radi (Famenno-Tournaisien); 6 : Formation d'Aïn -el-Klab (Famennien-Tournaisien); 7 : Niveaux de Raoudet Ragra (Dévonien supérieur), "Schistes à Goniatites" (Tournaisien) et Formation de l'oued Khorifla (Viséen inférieur); 8 : Formation de l'oued Mechra (Viséen supérieur); 9 : Couches des Bou-Rzim (Viséen supérieur-Namurien); 10 : Conglomérats (Westphalien); 11 : Trias; 12 : Terrains post-triasiques; 13 : Coulées des Sehoul (Tournaisien); 14 : Coulées de Beni-Abid (Tournaisien); 15 : Coulées et dolérites de l'oued Khorifla (Viséen inférieur).

Cartouche - 1 : Maroc central ; 2 : Rehamna ; 3 : Jbilet.

II.2.2.2. Les coulées des Beni-Abid

Ces coulées, épaisses de 20 à 30 mètres, sont intercalées, comme celles des Sehoul, dans la série tournaisienne. Les roches sont compactes, à grain fin, de couleur gris sombres à l'affleurement.

Leur texture est microlitique : les phénocristaux, peu abondants, sont des plagioclases albitisés ; les microlites abondants, orientés, sont souvent creux et albitisés ; la mésostase est très altérée en chlorite et en silice secondaire ; les vacuoles, peu abondantes, sont remplies d'une association de basse température : chlorite, quartz, oxydes de fer ; les minéraux opaques sont en granules généralement dispersés dans la mésostase. Signalons que, sur la base d'observations structurales (certaines coulées ne sont pas affectées par la schistosité régionale). CAILLEUX et al. (1986) suggèrent que certaines de ces coulées sont postérieures à la déformation schisteuse ; un âge permien a même été proposé pour ces laves. On reviendra plus loin sur ces attributions.

II.2.2.3. Les laves et dolérites de l'oued Khorifla

Ces roches magmatiques traversent la formation grésopélitique de l'oued Khorifla, d'âge viséen inférieur ; elles se présentent soit sous forme de sills d'une puissance de quelques mètres, soit sous forme de coulées épaisses d'une à quelques dizaines de mètres.

Les roches filoniennes présentent, avec une variation dans la taille des cristaux des épontes au cœur du filon, une texture doléritique intersertale. Les phénocristaux les plus abondants sont des plagioclases albitisés et calcitisés en grandes lattes qui englobent des pyroxènes de type salite (Fig.III-17). La mésostase est composée surtout de minéraux de basse température : chlorite, calcite, oxydes opaques et sphène. Ainsi, selon l'intensité de l'altération, ces roches sont des dolérites ou des diabases. Les laves, qui s'épanchent parfois en coussins, ont une texture microlitique ou intersertale. Elles sont souvent spilitisées mais la paragenèse primaire subsiste parfois à l'état de reliques : plagioclase (andésine-labrador), augite plus ou moins titanifère (Fig.III-17), olivine, spinelle chromifère.

Les pyroxènes des laves de l'oued Khorifla ont une tendance intraplaque alcaline similaire à celle des pyroxènes des basaltes intraplaques alcalins.

Dans le massif des Mdakra (FADLI, 1991) qui prolonge vers le Sud le bassin de Sidi Bettache, des coulées basaltiques en cordons sont observées mais elles sont très altérées.

conclusion :

Les laves spilitiques de la Meseta nord-occidentale sont de composition basaltique à tendance parfois alcaline indiquée par le chimisme des pyroxènes. Elles se sont mises en place sous formes de coulées de faible extension, de sills-coulées ou de filons de gabbro et de dolérite.

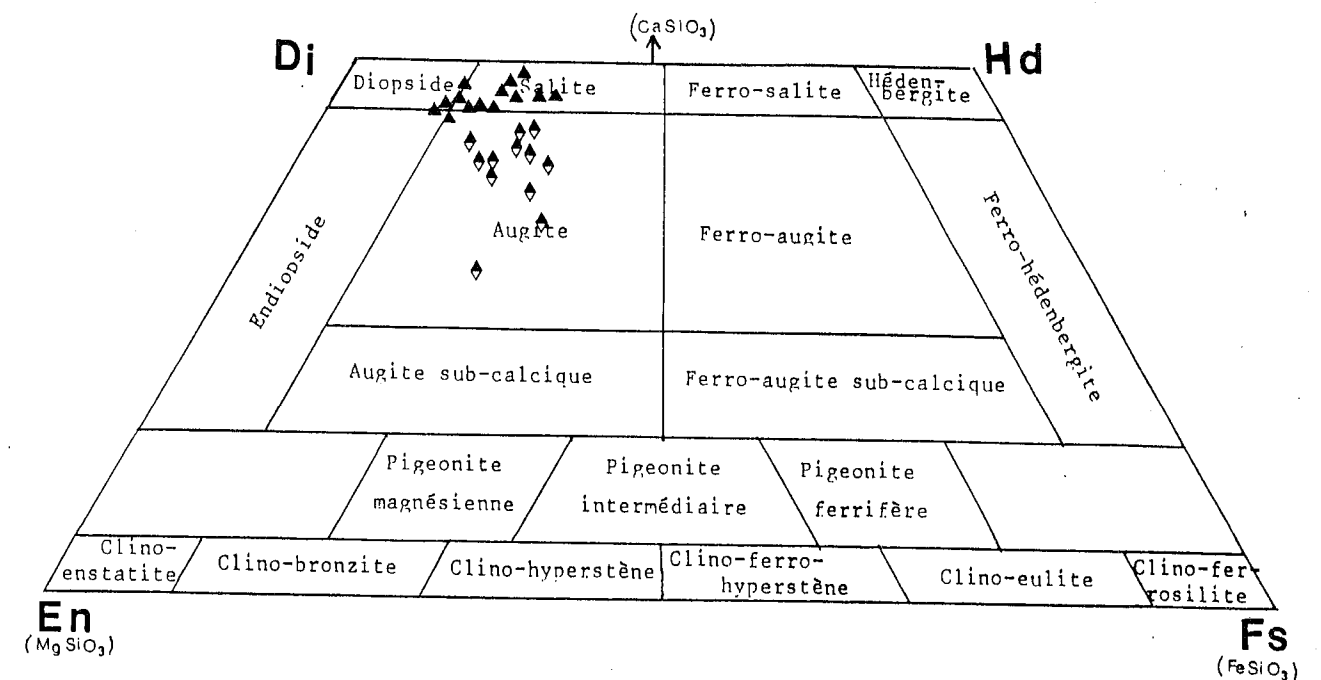


Fig.III-17 : Position des clinopyroxènes des dolérites et pillow-lavas de l'oued Khorifla dans le triangle Wollastonite-Enstatite-Ferrosilite. (d'après POLYDERVAART et HESS, 1951).

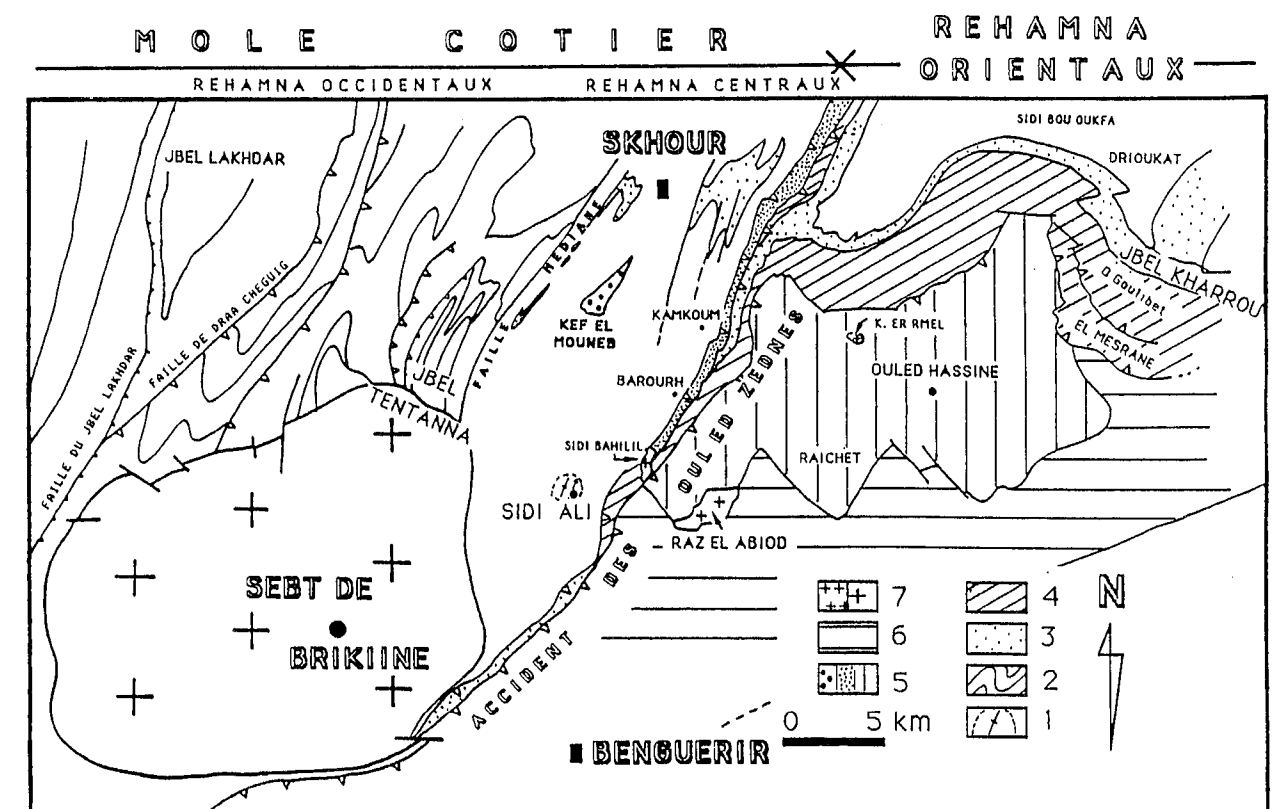


Fig.III-18 : Carte géologique simplifiée des Réhamna méridionaux, d'après Michard et al. (1982). 1 : socle précambrien de Sidi Ali ; 2 : Paléozoïque inférieur des Réhamna occidentaux ; 3 : Ordovicien supérieur quartzitique ; 4 : Silurien, Ordovicien supérieur (Goulbet EL M., Allahia) ; 5 : Dévonien (conglomérats du Kef El Mouneb ; calcaire des Ouled Zednès et Formations des Ouled Hassine) ; 6 : Viséen supérieur-Namurien de Lalla-Tittaf ; 7 : granitoïdes.

II.3. Les REHAMNA

II.3.1. Aperçu géologique général

Le massif paléozoïque des Rehamna, du nom des habitants de la région, est situé en Meseta marocaine occidentale entre les Jbilet au Sud et le massif hercynien central au Nord ; il se relie à l'Ouest à la Meseta côtière (Fig.III.1). Les terrains paléozoïques y sont marins, déformés, partiellement métamorphosés et traversés d'intrusions de granites tardi-hercyniens.

Les premières études ont été effectuées par GIGOUT (1951) et BÄCKER et al. (1965) ; puis ces études ont été poursuivies depuis par MICHARD (1967), PIQUE (1972), HOEPFFNER (1974), JENNY (1974), CORNEE (1982), EL KAMEL (1987) et RAIS ASSA (1989).

Un grand contact anormal NNE, chevauchant en partie vers l'Ouest, traverse la Meseta occidentale depuis la région de Bouzniqua au Nord jusqu'au massif du Tichka au Sud. C'est la zone de cisaillement de Meseta occidentale (PIQUE et al., 1980) séparant ainsi deux domaines (Fig.III-1) :

- un domaine occidental avec des terrains affleurants d'âge cambrien à dévonien, qui correspond au môle côtier, stable, peu ou pas métamorphique, peu déformé;
- un domaine oriental, encore appelé domaine des "bassins carbonifères" ou zone orogénique hercynienne, caractérisé par des terrains allant du Cambrien au Viséen supérieur dont l'histoire sédimentaire et tectono-métamorphique est assez complexe.

Dans les Rehamna, les failles impliquées dans cet accident montrent un jeu dextre durant la phase hercynienne majeure (MICHARD et al., 1978 ; PIQUE, 1980 ; LAGARDE et MICHARD, 1986) mais également un rejeu sénestre tardif comme dans le cas des failles de Lakhdar et de Draa Chegig au NE du granite Sebt de Brikiine (CORSINI, 1988). Dans les Rehamna méridionaux, l'accident de "Rabat-Tichka" se sépare en une faille occidentale ou "faille médiane" et une faille orientale ou "accident des Ouled Zednès" (GIGOUT, 1951; PIQUE et al., 1980; MICHARD et al., 1982). La zone enserrée entre ces deux branches, large d'une dizaine de kilomètres, forme les Rehamna centraux ou zone des Skhour dans sa partie sud (Fig.III-18). Dans cette zone des Skhour, les terrains cambro-ordoviciens, surmontés par le conglomérat dévonien de Kef El Mouneb, sont fortement structurés et, localement, le métamorphisme y atteint le faciès à staurotide et disthène (MICHARD, 1969; HOEPFFNER et al., 1982).

II.3.2. Les roches magmatiques

a- Situation

Dans les Rehamna septentrionaux, deux ensembles magmatiques sont distingués :

- l'un, pré-orogénique, est représenté par des roches hypovolcaniques et volcaniques objet du présent travail;
- l'autre, post-orogénique, est représenté par des coulées et par des filons microdioritiques.

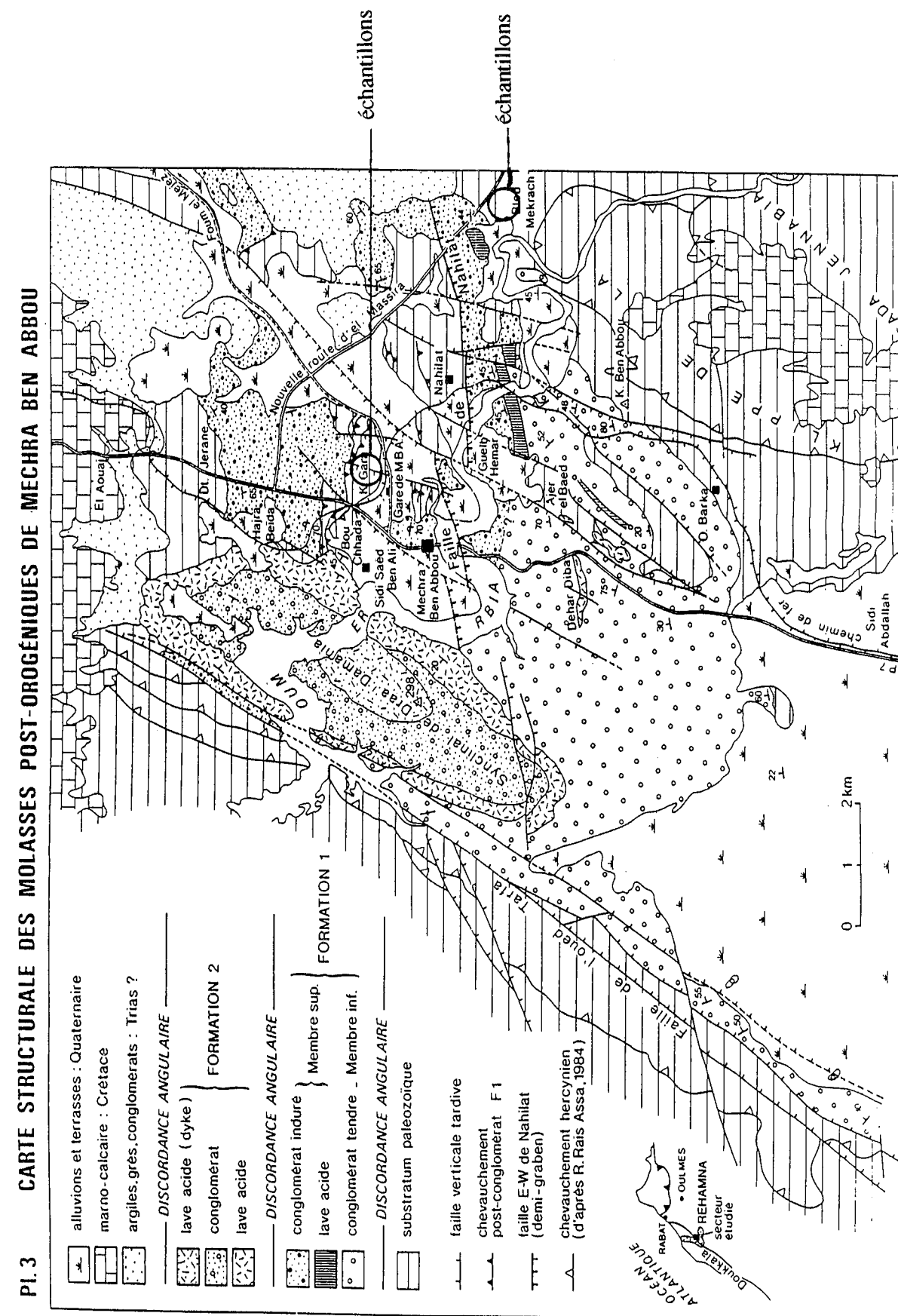


Fig.III-19 - : Situation d'échantillons des Rehamna dans la carte structurale des molasses post-orogéniques de Mechra Ben Abbou (d'après EL KAMEL, 1987)

Dans les Rehamna méridionaux, à ces deux grands ensembles s'ajoutent des plutons granitiques tardi-hercyniens (Fig.III-18).

Le volcanisme pré-orogénique est impliqué dans le plissement hercynien d'âge namuro-wesphalien. Par sa position dans la série, il est intraviséen.

Pour GIGOUT (1951), il s'agit de dolérites et de gabbros mis en place sous forme de sills dans le Viséen supérieur et de dykes dans le Dévonien inférieur sous-jacent. Depuis, les travaux de JENNY (1974), MICHARD (1976) et HOEPFFNER (1982) ont confirmé l'existence d'ophites et de dolérites en sills et en dykes. Nos propres observations soulignent de plus la présence de vraies coulées en coussins qui coiffent la série filonienne de la coupe de Lalla El Gara par exemple (Fig.III-19).

Cette coupe est située sur le flanc ouest du synclinal de la Gada Jennabia ; c'est une coupe continue sur environ 800 mètres. Elle montre des sills parallèles séparés par de minces couches de sédiments (schiste ou calcaire), transformés au contact en cornéenne ; l'injection de lave s'achève par la mise en place d'une coulée en coussins. Les sills de puissance métrique sont constitués de gabbros, de dolérites et de diabases ; les bordures figées sont toujours à texture microlitique et vacuolaire.

Dans l'ensemble du barrage El Massira (Fig.III-19), le magma traverse surtout des terrains pélitiques et grésopélitiques d'âge dévonien et viséen supérieur ; les dolérites, les gabbros et les coulées de lave apparaissent en "amas" très dispersés en raison de boudinage et de la dislocation tectonique qui les affectent (EL KAMEL, 1987).

Les filons ont des épaisseurs qui dépassent toujours le mètre et peuvent atteindre 30 à 40 mètres. Les laves à texture microlitique peuvent contenir des cristaux d'olivine complètement pseudomorphosés en chlorite et en calcite ; le pyroxène est souvent mal conservé et le plagioclase est albitisé.

b- Données pétrographiques

Dans l'ensemble des Rehamna, les laves pré-orogéniques sont basiques ; suivant l'épaisseur des filons on obtient soit des dolérites soit des gabbros ; la bordure figée des filons est caractérisée par une texture microcristalline avec grains de taille comprise entre 2 et 5 mm ; quand le filon est épais, la texture évolue et devient plus grossière et gabbroïque vers le centre. La couleur de la roche est gris-sombre ou vert-olive. Les taches sombres correspondent aux cristaux de pyroxènes.

- Les gabbros : la roche est généralement verdâtre, avec une structure grenue ; les phénocristaux de plagioclase, dont la taille varie de 0,5 à 1 cm, sont généralement albitisés. Les pyroxènes, disposés en grandes plages, sont transformés ; leurs reliques montrent une composition de salite (éch F-89-1 sur la route de barrage El Massira).

- Les dolérites : de couleur vert-olive, elles sont souvent altérées et ont une texture soit doléritique intersertale, parfois vacuolaire, soit ophitique. Dans ce dernier cas, les grandes plages de pyroxène englobent des lattes de plagioclase. Ces pyroxènes sont souvent transformés en sphène qui se présente en grands cristaux parfois dendritiques et presque opacifiés. La mésostase est complètement transformée en chlorite et en calcite.

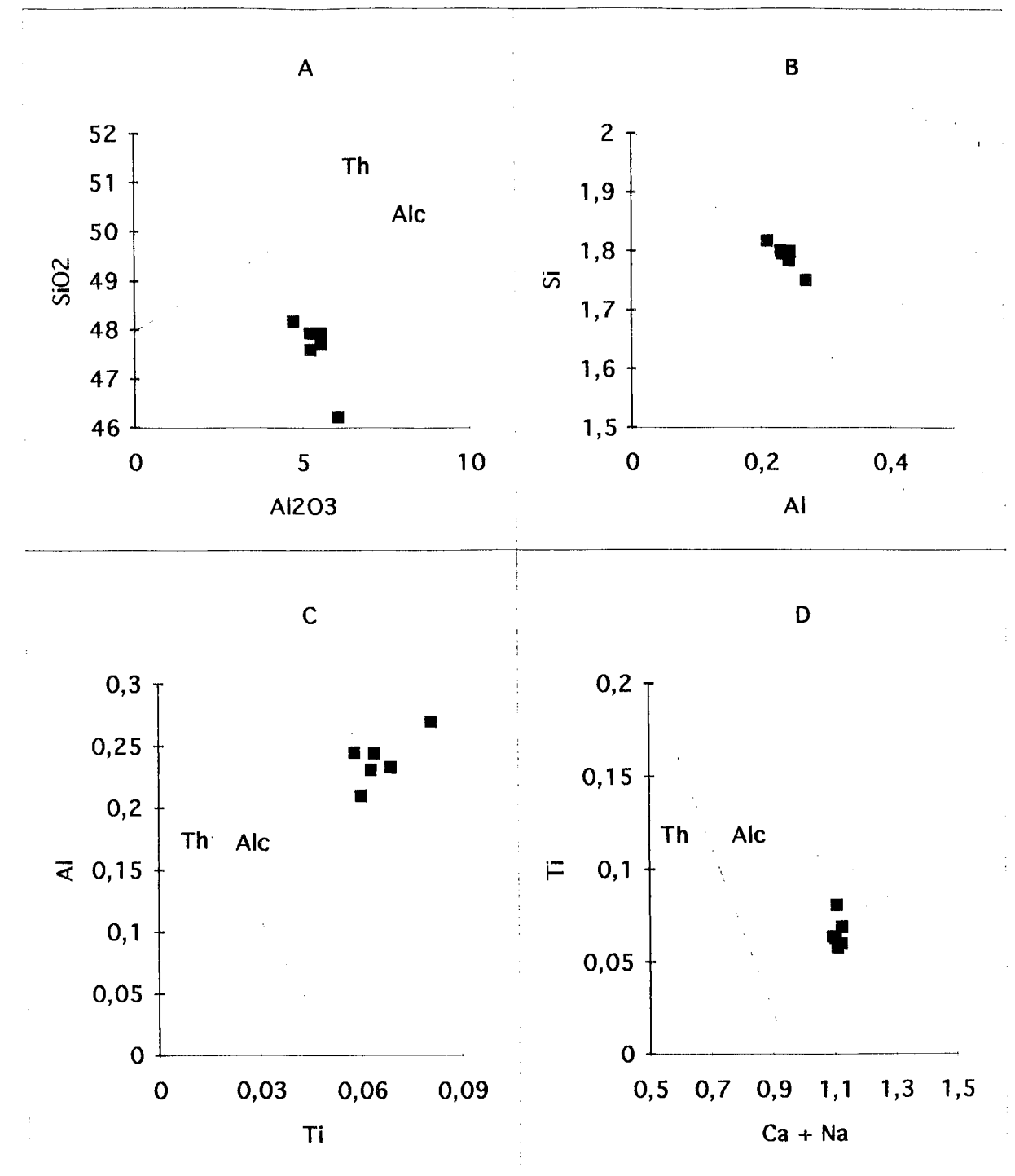


Fig.III-20 : A - Diagramme SiO₂/Al₂O₃ (oxydes) de LEBAS (1962) pour les pyroxènes des roches intrusives des Rehamna.

B - Diagramme Si/Al (en cation) établi par KHOSHIRO (1960) pour les pyroxènes des roches intrusives des Rehamna.

C - Diagramme Al/Ti (en cation) établi par KHOSHIRO (1960) pour les pyroxènes des roches intrusives des Rehamna.

D - Diagramme Ti/Ca+Na (en cation) de LETERRIER et al.(1982) pour séparer les clinopyroxènes des basaltes alcalins, des basaltes tholéitiques et calco-alcalins ; position des Cpx des roches intrusives des Rehamna.

- Les laves en coussins sont difficiles à reconnaître sur le terrain à cause de leur altération. Le cortex vitreux et vacuolaire est plus ou moins conservé ; leur diamètre ne dépasse jamais le mètre; ces laves sont décrites ici pour la première fois. La roche est altérée, sa texture est microlitique ; les microlites de plagioclase sont fourchus, rachitiques et albitisés ; les minéraux ferromagnésiens (pyroxène, olivine) sont transformés et généralement oxydés par une altération superficielle.

- Les coulées de l'ensemble du barrage El Massira ont une texture microlitique intersertale parfois vacuolaire. La roche est généralement altérée. Les reliques d'olivine de forme hexagonale sont complètement transformées en chlorite et en calcite; les microlites de plagioclase sont longs et creux, montrant ainsi un refroidissement rapide.

c- Etude minéralogique

Le plagioclase, lorsqu'il est conservé, montre une composition d'andésine-labrador. Le pyroxène (Tab.III-Px.R) est à l'état de relique dans le gabbro (éch. F-89-1). Il a une composition de type salite (Wo : 46,50 - 49,45 ; En : 39,22 - 42,30 ; Fs : 7,99 - 13,86) d'affinité alcaline (Fig.III-20); un grand nombre d'analyses n'a pas été retenu car leur total boucle à 97-98 % (valeur typique des amphiboles), ce qui confirme l'ouraltisation des pyroxènes. Les minéraux opaques sont des ilménites qui se présentent sous la forme de granules ou de cristaux subautomorphes.

La paragenèse secondaire est formée d'une association de basse température à albite, chlorite, épidote, séricite et sphène. Cette association justifie le terme de spilite attribué à l'ensemble des roches effusives basiques et de diabase aux roches filoniennes basiques, dont le pyroxène est altéré.

Conclusion : Les laves des Rehamna sont uniquement basiques et mises en place sous forme de sill-coulées, de coulées, de filons de gabbro et de dolérites. Les intrusions sont plus importantes que les faciès effusifs. Les seuls clinopyroxènes analysés de l'ensemble de barrage El Massira montrent une tendance alcaline.

II.4. Les Jbilette centrales

II.4.1. Aperçu général sur le cadre géologique de la région :

a- Stratigraphie et déformation dans l'ensemble du massif

Ce massif paléozoïque est situé au Nord de Marrakech (Fig.III-1). Cartographiquement, il constitue une bande allongée Est-Ouest de 170 Km de long, sur quelques dizaines de kilomètres de large (Fig.III-21 A)

Le socle est formé de matériel sédimentaire d'âge cambrien à namurien affecté par une déformation syn-schisteuse et syn-métamorphique polyphasée accompagnée d'une granitisation syn-à post-tectonique. La couverture molassique westphalo-permienne est légèrement affectée par le plissement tardi-hercynien.

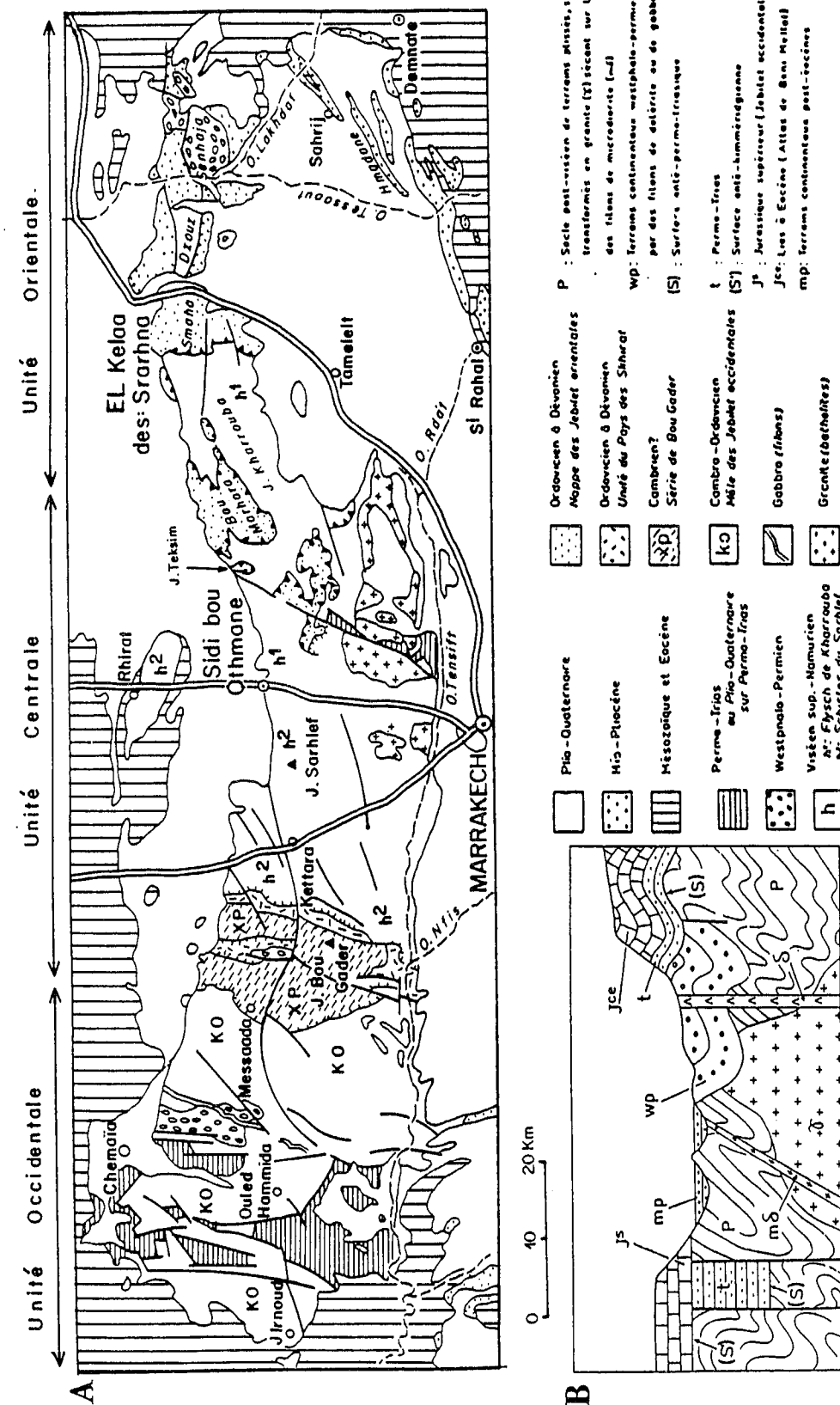


Fig.III-21 : Géologie des Jbilette (d'après HUVELIN, 1975-1977);
A : Croquis structural du massif hercynien des Jbilette (légèrement modifié). B : Chronologie des événements hercyniens.

La chronologie des principaux événements structuraux qui ont conduit à la déformation du massif hercynien est établie à partir de nombreux travaux : (HUVELIN 1975, 1977; LAGARDE et CHOUKROUNE, 1982; BOULOTON et LE CORRE, 1985, Fig.III-16 B) :

- 1- Une tectonique précoce tangentielle avec mise en place gravitaire des nappes dans un bassin viséen dans l'Est des Jbilet.
- 2- Plissement majeur synschisteux NE-SW associé à un métamorphisme épizonal et mise en place de granites syntectoniques dans les Jbilet centrales.
- 3- Cisaillement du granite en partie refroidi selon deux ensembles d'accidents conjugués et début des chevauchements dans la région du Bou Gader.
- 4- Formation dans le Sarhlef d'une schistosité de crénulation (kinks, et plis en chevrons).
- 5- Distension avec :
 - mise en place de filons de microdiorite et de la minéralisation de sulfures contrôlés par les plans de décrochement NE-SW.
 - Fin de chevauchements de la région Bou Gader.
- 6- Dépôt des molasses westphalo-permiennes.

Ainsi le massif des Jbilet est subdivisé d'Ouest en Est, en trois grandes unités sub-méridiennes (HUVELIN, 1975, 1977 ; BOULOTON et LE CORRE, 1985) : (Fig.III-21a).

*L'unité occidentale autochtone constitue un môle stable avec une puissante série à matériel cambro-ordovicien à carbonifère affectée par un plissement subméridien.

*L'unité des Jbilet centrales (série du Sarhlef) est constituée de terrains d'âge dinantien à matériel fin associé à des intercalations de quartzites et de lentilles de carbonates, avec une déformation post-viséenne synschisteuse intense et mise en place de granites syntectoniques. A ces roches est associée une activité magmatique préorogénique à roches basiques et acides.

*Une unité orientale allochtone, caractérisée par une tectonique tangentielle synsédimentaire avec la mise en place de nappes à matériel ordovico-dévonien qui reposent sur le Viséen supérieur daté, et sont replissées avec leur substratum dans des structures orientées N 40.

Il existe entre les unités centrale et occidentale un domaine à tectonique plus complexe avec des charriages tardifs à vergence Ouest (Fig.III-22). C'est la zone de Bou Gader à matériel cambrien inférieur à moyen ("schistes à trous") et celle de Skhirat avec localement des terrains ordovico-dévonien.

b- Stratigraphie de la Série de Sarhlef

La série du Sarhlef a été définie par HUVELIN (1975, 1977), et subdivisée en trois formations distinctes par BORDONARO (1983) :

- 1- La formation du Jbel Rhira à l'Ouest. Elle est quartzo-phylladique et elle contient des sills de diabase. Non datée, elle est probablement située à la base de la formation suivante.
- 2- La formation du Jbel Sarhlef, au centre, volcano-sédimentaire et minéralisée, a un âge compris entre le Faménno-Tournaisien et le Viséen supérieur. Cette formation volcano-sédimentaire se compose de deux membres (Fig.III-23) :

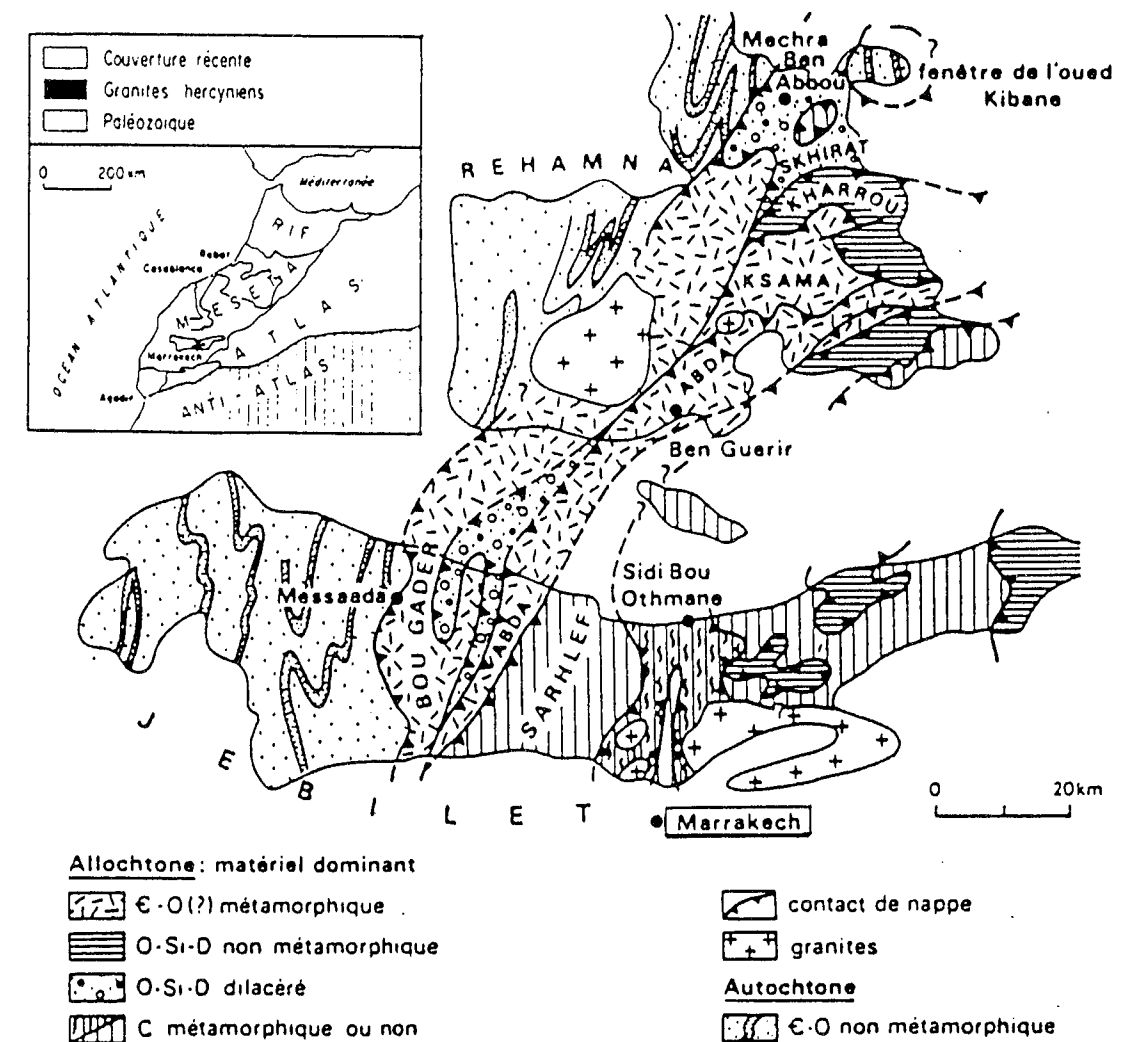


Fig.III-22 : Généralisation de la tectonique tangentielle dans les massifs hercyniens des Jbilet et des Rehamna (d'après SOUGY et al., 1978).

- Un membre inférieur formé par des tuffites auxquelles sont associées des shales, des silts et localement des quartzites. Un niveau calcaire se trouve à l'Ouest.

- Un membre supérieur constitué de silts et de shales dans lesquels le volcanisme acide est bien développé avec des laves et des produits pyroclastiques ignimbristiques.

3- La formation de Jbel Teksim ; calcaire détritique, calcaire bioclastique et grès conglomératique. C'est l'unité qui forme le sommet de la série. Elle est datée du Viséen supérieur (Fig.III-23).

c. Age relatif du complexe magmatique du Sarhlef

Le complexe volcano-plutonique associé aux schistes du Sarhlef des Jbilette centrales est affecté par la tectonique hercynienne ce qui implique pour lui une mise en place antérieure au déroulement de la phase paroxysmale supposée namuro-westphalienne (HUVELIN, 1977 ; BORDONARO, 1983).

Les schistes de Sarhlef restent mal datés ; ils sont rapportés au Viséen supérieur par HUVELIN (1977). Pour BORDONARO (1983), cette série est l'équivalent latéral du flysch du Kharrouba qui est daté du Viséen supérieur seulement vers son sommet, au dessus de mille mètres de couches non datées (HUVELIN 1977, p.52) ; par conséquent, les schistes du Sarhlef dans lesquels les gisements volcaniques sont intercalés seraient répartis selon une suite de niveaux stratigraphiques échelonnés entre le Famennien supérieur probable et la partie moyenne du Viséen supérieur. BORDONARO (1983) conclut que le magmatisme pourrait être attribué au Viséen supérieur ; récemment, des travaux d'ordre structural (ADMOU, 1986 ; AIT-TAHAR, 1987 ; LAGARDE, 1987 ; ESSAIFI, travaux en cours) et effectués sur différents massifs magmatiques basiques et acides des Jbilette centrales aboutissent à l'hypothèse selon laquelle l'activité magmatique du secteur donne deux types de magma :

- Des magmas basiques tholéitiques et anorogéniques d'âge carbonifère, déformés au cours du raccourcissement crustal post-viséen.

- Des magmas acides orogéniques (plagiogranites ou trondhjémites (AARAB, 1984) d'âge post-viséen, intrusifs dans la série du Sarhlef dont l'âge ne peut être par conséquent qu'antérieur au Viséen supérieur.

Cette hypothèse va dans le même sens que celle de BORDONARO (op. cité) qui attribue au dépôt de la série de Sarhlef un âge dévono-dinantien. A noter que des activités magmatiques d'âge tournaisien sont décrites, on l'a vu plus haut, dans la Meseta nord-occidentale.

d. Caractères généraux et modes de mise en place du complexe magmatique du Sarhlef

C'est dans les Jbilette centrales et plus précisément dans la série du Sarhlef que le magmatisme anté-tectonique, ou pré-orogénique, a connu son activité maximale. Les roches magmatiques sont constituées de termes basiques (gabbro et dolérite) et acides. Les roches ultrabasiqes à textures de cumulat et les roches intermédiaires (diorite, diorite quartzitique) sont peu représentées et se retrouvent toujours associées, dans certains sills, à des roches basiques auxquelles elles sont liées

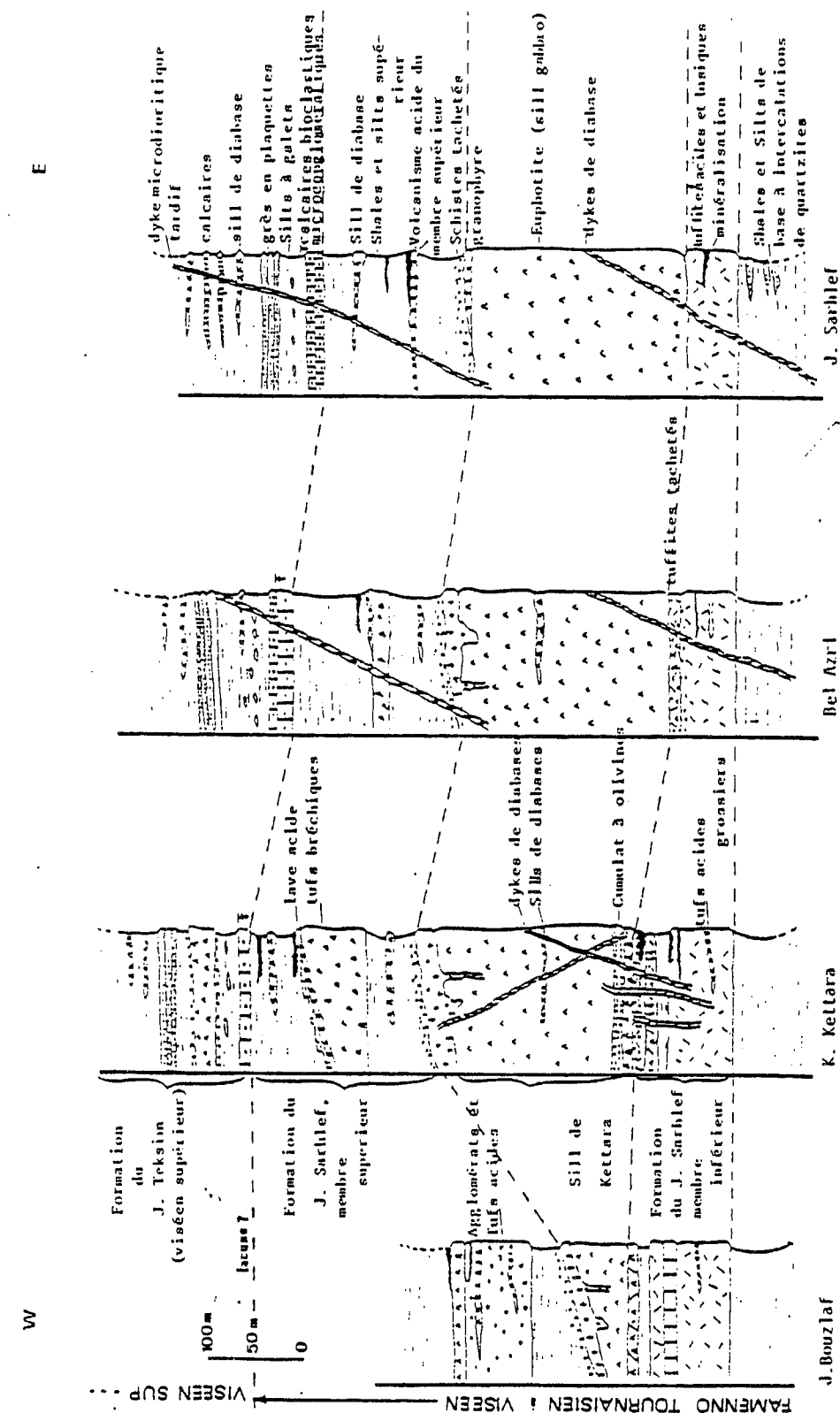


Fig.III-23 : Colonne stratigraphiques du Dinantien des Jbilette centrales (d'après BORDONARO, 1983).

par des phénomènes de ségrégation gravitaire (BORDONARO, 1983 ; AARAB, 1984). L'intrusion d'un corps magmatique crée une auréole de métamorphisme de contact dans l'encaissant au moins sur une dizaine de mètres (suivant la taille de l'intrusion) ; quel que soit le type d'intrusion, la texture de bordure est plus fine que celle du centre.

La phase volcanique acide principale du Sarhlef a mis en place des laves acides (sills, coulées en lames intrusives avec quelques pyroclastites fines) mêlées et/ou passant latéralement à des sédiments avec parfois de rares coulées pyroclastiques fiammées de faible extension.

Les roches basiques et acides sont parfois liées sur le terrain et leurs relations d'affleurement témoignent d'une mise en place synchrone avec cependant une légère antériorité des grandes intrusions basiques comme le montrent les dykes acides contenant des enclaves de roches basiques, ou bien les bordures microcristallines des roches acides (granophyres) au contact des roches basiques à lesquelles elles sont associées (sill d'El Mnaa).

Les tuffites inférieures (BORDONARO, 1983) ont été antérieurement appelées cinérites rubanées (HUVELIN, 1977). Il s'agit de dépôts en milieu aqueux résultant d'une activité volcanique explosive provenant de l'Ouest (Mission B.R.G.M., 1984). Ceci concorde avec les observations faites par BORDONARO (1983), qui décrit une évolution de cette formation d'Ouest en Est ; ainsi, il y a vers l'Est :

- diminution de la puissance de la série.
- diminution de l'épaisseur des bancs.
- accumulation des matériaux fins ("Ash-fall", "Sand-fall") alors qu'il existe une abondance de produits grossiers (fragments centimétriques) vers l'Ouest.

e. Minéralisation

La minéralisation en amas sulfurés à pyrrhotite apparaît soit liée au volcanisme acide, soit stratiforme et associée aux tuffites (HUVELIN, 1975 et 1977 ; BORDONARO, 1983).

II.4.2. Description pétrographique des roches magmatiques des Jbilettes centrales

II.4.2.1. Les corps intrusifs basiques et les roches associées

Il s'agit des filons pré-orogéniques de composition variable intrusifs dans le membre inférieur de la série du Sarhlef. Leur épaisseur est importante et peut atteindre 150 à 500 mètres. Ces filons sont constitués soit de roches basiques et de roches ultrabasiques, soit de roches basiques, de roches intermédiaires et de roches acides. Leur texture est grenue et devient microgrenue-microlitique vers les bordures. Ces corps intrusifs sont abondants dans les secteurs de Koudiat Kettara, Jbel Sarhlef, Jbel El Mnaa, Gour Sfaa, etc... Trois grands sills de la région ont fait l'objet d'études par HUVELIN (1977), BORDONARO (1983) et AARAB (1984).

1- Le sill de la Koudiat Kettara est composé d'une association ultrabasique et basique (cumulat à olivine et gabbro feldspathique).

2- Le sill du Jbel El Mnaa, le plus important, est formé par des gabbros, des diorites quartzitiques ferrifères à amphibole et des roches acides : granophyres (HUVELIN, 1977) ou trondhjémites (AARAB, 1984).

3- Le massif d'Ouled Har est composé de gabbro associé à des roches intermédiaires et acides.

Reprenons la description de chacun d'eux.

a. Le sill de Koudiat Kettara (Fig.III-24) :

Ce massif plutonique affleure sur environ 2 kilomètres de long et 200 à 800 mètres de large ; son épaisseur est d'environ 1500 mètres. Les tuffites sont traversées par de nombreux dykes doléritiques métriques qui se recoupent. Le métamorphisme de contact engendré par l'intrusion magmatique est souligné par une décoloration de la tuffite avec effacement de rubanement tout à fait à la base du gabbro qui montre une structure fine de bordure figée.

L'étude détaillée effectuée par BORDONARO (1983) sur ce massif a montré qu'il existe 4 faciès de roches magmatiques qui reposent sur des tuffites rubanées dont l'épaisseur est de 60 mètres environ. Ces faciès sont les suivants :

1- gabbros porphyriques inférieurs de couleur verdâtre clair. Les phénocristaux sont des plagioclases altérés saussauritisés et d'anciens minéraux ferromagnésiens transformés en chlorite. Le tout baigne dans un fond à texture ophitique de plagioclase albitique, amphibole (actinote) et oxydes opaques (éch. F 83-50).

2- péridotites à plagioclases. Il s'agit de cumulats ultrabasiques à olivine qui sont des mélatroctolites dans la classification de Streickeisen (1976). Ce sont des roches litées. Les minéraux cumulus sont d'anciennes olivines de forme sub-hexagonale de 2 à 3 cm de diamètre qui sont transformées en serpentine, chlorite, talc et actinote. Les clinopyroxènes (endiopside) sont en position intercumulus et pseudomorphosés en actinote. Ces clinopyroxènes entourent des cristaux d'olivine. La titanomagnétite est un minéral opaque intercumulus de forme irrégulière et corrodée.

3- euphotides (éch. F 83-12), ou gabbros très feldspathiques. Les cristaux millimétriques à centimétriques de plagioclase (An 85-60 ; AARAB, 1984) sont complètement damouritisés dans les roches échantillonnées. Les plagioclases baignent dans un fond clinopyroxénique. Les olivines sont rares. Les opaques sont soit des granules d'exsolution des minéraux ferromagnésiens, soit des cristaux xénomorphes intercumulus.

4- microgabbros de la bordure supérieure. Leur texture est ophitique à grain fin. Le plagioclase forme des phénocristaux zonés avec cœur de bytownite et bordure de labrador-andésine (AARAB, 1984) ; par contre, les plagioclases en petits cristaux subautomorphes sont du labrador. Les reliques interstitielles de pyroxènes sont des endiopsides. Les pyroxènes sont transformés en actinote et en amphibole brune en petite quantité.

La différenciation magmatique par gravité dans ce sill est à l'origine de la disposition en bancs des différents faciès (HUVELIN, 1977 ; BORDONARO, 1983 et AARAB, 1984). Le processus responsable du litage est la décantation des minéraux ferromagnésiens denses de haute température (olivine, pyroxène) ce qui a donné le niveau de cumulat à olivine. Les minéraux légers comme les

plagioclases vont flotter et leur cumulus donne les euphotides qui surmontent les péridotites. L'étude chimique des minéraux montre que la différenciation par cristallisation fractionnée est un phénomène responsable de l'évolution chimique des minéraux depuis la base jusqu'au sommet de la colonne magmatique à la Koudiat Kettara. En effet, d'après les données analytiques d'AARAB (1984), les olivines de la base du cumulat sont riches en magnésium ($Fo = 88 \%$) alors que celles du toit du cumulat sont à 84% de Fo . De même, les plagioclases de la base du sill sont riches en anorthite (82%). Ce pourcentage diminue vers le sommet du sill ($An 70-60$). Les clinopyroxènes montrent également des variations similaires mais moins marquées (Cpx de la base du sill : $En = 48,5 \%$, $Fs = 6,40 \%$; Cpx du toit du sill : $En = 47,02 \%$, $Fs = 7,97 \%$).

Remarquons que les observations de terrain montrent des figures de lamination indiquant des traces de courant dans les niveaux cumulatifs à olivine.

b. Le massif d'El Mnaa (Fig.III-25) :

Ce massif est situé à l'extrémité sud-ouest des Jbilette centrales ; le sill est intercalé dans les tuffites du membre inférieur et son épaisseur est d'environ 500 mètres. Il est composé de roches magmatiques grenues (gabbros, ferrodiorite quartzique, plagiogranite à structure granophyrique), appartenant à une lignée chimique de trondhjémite (AARAB, 1984).

Ce sill est traversé par des dykes de 2 à 3m d'épaisseur visibles à son sommet et qui contiennent des enclaves de la roche traversée (diorite quartzique : éch. F 83-77b). On développe ici l'étude de chaque faciès de la coupe (Fig.III-25)

1- gabbros : (éch. F. 115-116). La roche est sombre massive et grenue : les lattes de plagioclase ($An 63-54$) ont leur cœur en bytownite ($An 74$) souvent séricitisée. Les pyroxènes apparaissent en grandes plages partiellement ouralitisées en paillettes d'actinote. Leur chloritisation est fréquente. Ces pyroxènes sont des endiopsides - diopsides (Tab.III-Px.J).

Les minéraux opaques en cristaux subautomorphes corrodés sont des ilménites.

2- ferrodiorite quartzique à amphibole : (éch. F-83-44 ; F-84-113,114). Son faciès sur le terrain est similaire à celui du gabbro. C'est une roche sombre, massive et à grain grossier. Elle est composée de plagioclases zonés à cœur d'andésine ($An 42-35$) et à bordure d'oligoclase ($An 22-13$) ou d'albite ($An 5$) (voir tableau). Les amphiboles sont abondantes ; il s'agit de hornblendes vertes riches en fer, contenant des inclusions d'ilménite. L'ensemble de ces minéraux baigne dans un fond quartzo-feldspathique. Les hornblendes brunes sont moins abondantes que les vertes et souvent en petits cristaux subautomorphes. La biotite est présente en faible quantité par rapport à la hornblende brune.

3- Roche acide. Cette roche leucocrate a été appelée granophyre par HUVELIN (1977) et par BORDONARO (1983). C'est un plagiogranite à texture granophyrique dont l'analyse montre un appauvrissement en potassium (1 %) ce qui en fait une trondhjémite pour AARAB (1984). L'étude au microscope montre une texture grenue. Le quartz micropegmatitique et l'albite à macles polysynthétiques ou simples, mais aussi parfois zonée, sont les minéraux les plus abondants. La biotite cristallise entre les grands cristaux ; elle est associée à de faibles quantités d'amphibole verte qui sont, d'après AARAB (1984), des ferropargasites riches en fer. La bordure figée de cette roche

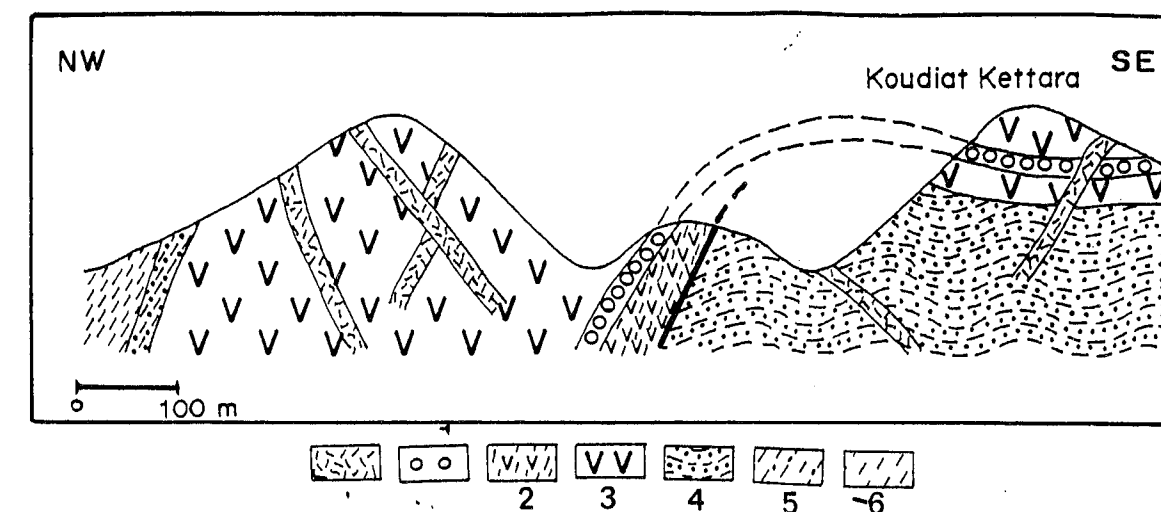


Fig.III-24 : Coupe NW - SE dans le sill de la Koudiat Kettara (Jbilette centrales, localisée sur Fig.III-28). 1 - schiste; 1' - schiste tacheté; 2 - tuffites (siltites); 3 - euphotide; 4 - euphotide schistosé; 5 - cumulat à olivine (troctolites), altération en boule rougeâtre; 6 - filon de dolérite.

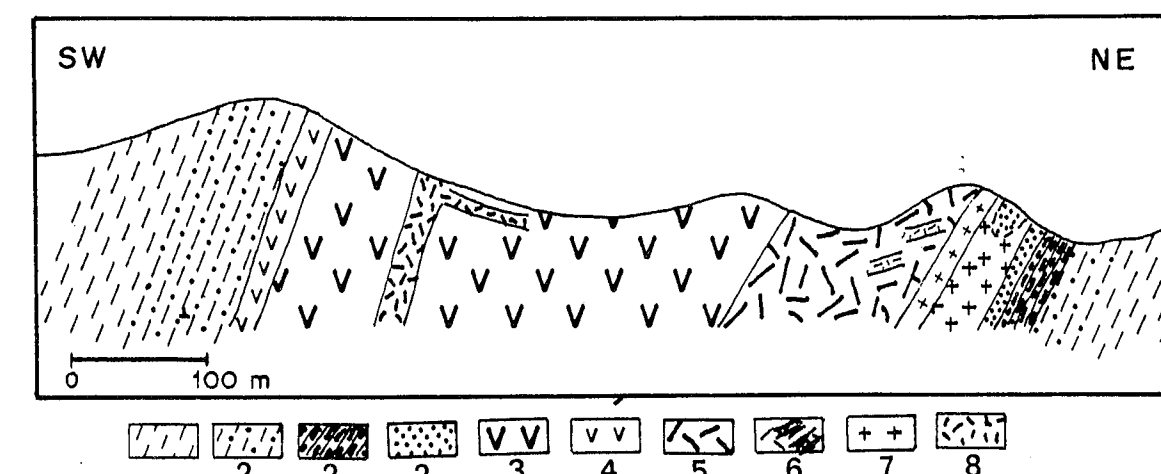


Fig.III-25 : Coupe SE - NW dans le sill d'El Mnaa (Jbilette centrales, localisée sur Fig.III-28). 1 - schiste; 2 - tuffites (siltites); 2' - tuffites tachetés; 2'' - cornéenne; 3 - gabbro; 4 - microgabbro; 5 - diorite quartzitique; 6 - ferro-diorite quartzique traversée par des filons de minéralisation d'oxyde de fer; 7 - granophyre (trondhjémite par AARAB (1984) à bordure figée, avec poche de minéralisation d'oxyde de fer); 8 - dyke basique (NE-SW) d'alimentation de sill.

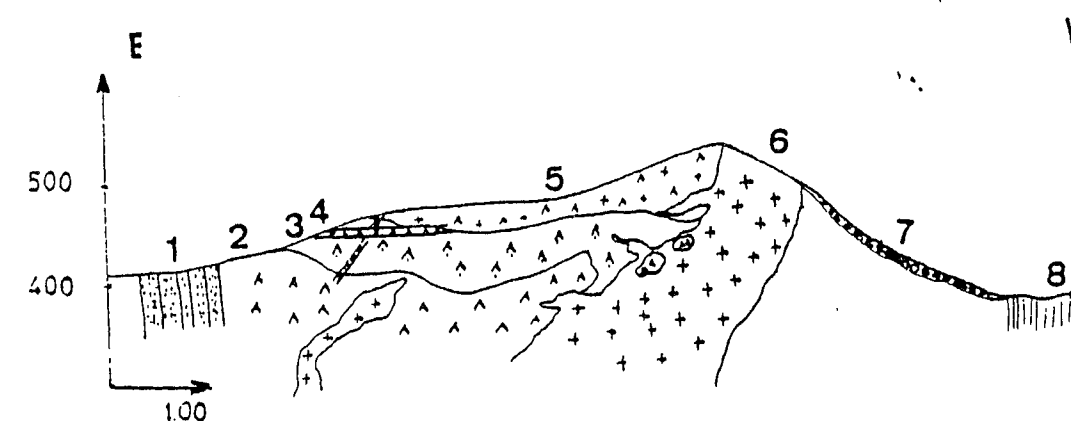


Fig.III-26 : Coupe E - W de l'extrémité nord de la Koudiat Ouled Har (Jbilette centrales, localisée sur Fig.III-28) : d'après BORDONARO (1983). 1 - tuffites acides; 2 - microgabbro et dolérite de base; 3 - diorite quartzitique; 4 - sills et dykes de diabase; 5 - diorite et granodiorite; 6 - granophyre et xénolites basiques; 7 - éboulis quaternaire; 8 - schistes.

au contact de la ferrodiorite quartzique précédente forme une gaine étroite à texture microgrenue. Le feldspath et le quartz micropegmatitique baignent dans un fond microgrenu riche en biotite ; l'amphibole verte en petits cristaux est moins abondante. De cette constatation, il paraît possible de déduire que la roche acide granophyrique a intrudé la roche plutonique basique (gabbro et diorite quartzique).

c. Le sill d'Ouled Har (Fig. III-26)

Le massif d'Ouled Har se situe à 3-4 Km au Sud-Ouest de Kettara. Ce massif, cité comme exemple de sill composite (HUVELIN, 1977), a été étudié par BORDONARO (1983) et AARAB (1984). Je résumerai ici les principaux résultats de ces auteurs. Le sill est intercalé dans les tuffites acides. Le corps intrusif a environ 500 mètres d'épaisseur sur une coupe d'Est-Ouest. A l'Est, il est composé de gabbros associés à des diorites, et à des diorites quartziques ; à l'Ouest, il est composé d'une roche acide appelée granophyre par BORDONARO (1983) et trondhjémite par AARAB (1984). L'ensemble de ce sill est traversé par quelques dykes acides et basiques dont l'épaisseur est de 2 à 4 mètres.

La roche basique correspond à un gabbro dont les minéraux sont : plagioclase (labrador) parfois albitisé, augite en relique, transformée en chlorite, calcite et actinote. Il faut noter la présence du quartz à texture microgrenue montrant une cristallisation tardive. Les roches intermédiaires sont des diorites et des diorites quartziques. Les diorites sont à texture ophitique ; elles sont constituées de plagioclase (andésine) et d'amphibole verte (hornblende) contenant des inclusions de cristaux aciculaires d'ilménite. L'actinote qui se trouve dans la mésostase pourrait peut-être provenir de l'ouralitisation de pyroxènes. Les diorites quartziques de couleur gris-vert sont formées par l'association minéralogique de plagioclase zoné (cœur : An 49 et bordure : An 25) et d'amphibole (magnésio-hornblende) qui contient des inclusions d'ilménite et de quartz. Ce dernier se trouve en association granophyrique avec le plagioclase. La biotite se trouve en voie de chloritisation. La paragenèse secondaire est composée de chlorite, de calcite et d'épidote.

La roche acide forme le sommet de la colline et elle s'étale sur toute la partie ouest sur 250 m de puissance. C'est une roche leucocrate, granodiorite ou granite monzinitique pour BORDONARO (1983) et trondhjémite ($K_2O/Na_2O < 1$) pour AARAB (1984). Cette roche acide grenue a sa limite avec la roche basique, nette et franche avec une bordure finement cristallisée. Cette constatation a été faite en plusieurs endroits du contact (AARAB, 1984). Au niveau de cette limite, les roches basiques sont schistosées et altérées, tandis que la roche acide montre sur une bande de 2 à 3 cm de largeur, une texture aphanitique microgrenue. Ceci témoigne de la postériorité de la mise en place de la roche acide par rapport à la roche basique. Cette observation est similaire à celle que j'ai faite sur le sill d'El Mnaa au contact entre la diorite quartzique et le granophyre (=trondhjémite).

La trondhjémite est composée de grands cristaux de quartz, de plagioclase et d'amphibole en petite quantité. Les phénocristaux de plagioclase sont déformés et parfois zonés (cœur = 48 An, bordure = 28 An). Le plagioclase tardif (albite) se trouve en association microgrenue avec le quartz et forme ainsi le fond de la roche. L'amphibole est présente en petits cristaux aciculaires ou xénomorphes ; c'est une ferro-actinote (LEAKE, 1978). Cette amphibole est transformée en chlorite,

en épidote et en calcite (BORDONARO, 1983). Le sphène est en inclusions dans les amphiboles ou en petits cristaux xénomorphes dans le fond de la roche.

Les tuffites inférieures (BORDONARO, 1983) ont été appelées cinérites rubanées (HUVELIN, 1977). Il s'agit de dépôts en milieu aqueux résultant d'une activité volcanique explosive provenant de l'Ouest. (Mission B.R.G.M., 1984). Ceci concorde avec les observations faites par BORDONARO (1983), qui décrit une évolution de cette formation d'Ouest en Est.

En conclusion de l'étude pétrographique des deux massifs d'El Mnaa et Ouled Har, il semble qu'il y ait deux temps de formation de ces sills :

- le premier temps correspond à la mise en place de la lave basique qui évoluera par cristallisation fractionnée pour donner une diorite quartzique.

- le second temps est l'intrusion de la roche acide, surmontant la roche basique.

Cette conclusion n'est pas en accord avec celle proposée par AARAB (1984), en ce qui concerne le sill d'El Mnaa. Cet auteur décrit l'évolution depuis les roches basiques (gabbro) jusqu'aux roches acides de composition trondhjémitique comme une différenciation par cristallisation fractionnée de plagioclase "calcique", de clinopyroxène et d'ilménite, qui sont les constituants du gabbro inférieur du sill d'El Mnaa. D'après lui, cette différenciation laisse un liquide appauvri en Ca et Mg, mais enrichi en Si, Na et en fluide. Les fluides vont favoriser la cristallisation abondante d'amphibole et de l'ilménite dans les ferrodiorites quartzitiques, d'où l'appauvrissement du magma résiduel en fer et en Ti et l'enrichissement en Si et en Na, ce qui a donné par la suite les roches acides (trondhjémites).

II.4.2.2. Les corps gabbroïques des Jbilette centrales

Ces roches plutoniques à grain grossier forment de puissants corps magmatiques en sills ou en lentilles concordantes, d'une épaisseur de plus d'une centaine de mètres. Les schistes ou tuffites au contact de ces gabbros ont été métamorphisés sur plus d'une dizaine de mètres. On y observe des taches formées par un amalgame de minéraux tels que le quartz, la chlorite, la séricite, les oxydes, etc...

Ces gabbros sont le plus souvent des gabbros ordinaires à plagioclase (labrador), clinopyroxène et opaque ; il en va ainsi du gabbro du Gour Essfar (éch. F 83-5 et 6), de Mnaa Khal et de Douar Salah.

Le gabbro du Gour Es sfar (éch. F 83-5 et 6) se distingue par une texture grenue avec des cristaux de plagioclases trapus et corrodés à limites irrégulières. L'altération du plagioclase en séricite est fréquente. Les grandes plages de pyroxènes peuvent être totalement chloritisées. La partie interstitielle est séricitisée et contient de l'épidote et des opaques (ilménite).

Le gabbro d'Ouled Salah (éch. F 83-37), altéré en boule, montre par contre une texture ophitique avec des lattes de plagioclase (53 à 65 An) qui se trouvent noyées dans des grandes plages de pyroxène (diopside-augite très calcique). L'ouralitisation des pyroxènes donne des actinotes et de l'amphibole brune. Les minéraux d'opaques en cristaux subautomorphes sont creux et dendritiques ; il s'agit d'ilménite.

Le gabbro du massif de Sarhlef se distingue des gabbros ordinaires précédents par sa texture très grossière, voire pegmatitique, à gros cristaux de labrador et de diopside-augite.

Des gabbros à olivine sont signalés par AARAB (1984) à Tazacourt. Ils forment un petit massif situé à 1 Km à l'Ouest de la mine de Draa Essafar.

II.4.2.3. Le complexe filonien basique = Les dolérites

Les dolérites forment des dykes ou de sills de faible épaisseur (2 à 4 m). Les bordures figées sont à texture microlitique fine. Le cœur des filons présente une texture doléritique grossière. Le système filonien est très développé dans les corps intrusifs gabbroïques (Kettara, Mnaa, etc...). Les filons sont parfois enchevêtrés et se recoupent. Ils peuvent englober des enclaves gabbroïques arrachées au corps gabbroïque avant qu'il ne soit complètement solidifié. Ces filons de dolérites intrusifs dans le gabbro pourraient être des conduits d'alimentation.

Ces dolérites sont diversifiées par leur texture et par leur pétrochimie. Cette constatation a été faite aussi par AARAB (1984). Ainsi on peut distinguer :

- Des dolérites à texture doléritique intersertale
- Des dolérites porphyriques à phénocristaux de plagioclase très calcique-bytownite (éch. F 84 - 108).
- Des dolérites à texture ophitique et vacuolaire. (F 83-65 et 67) au Nord de Kettara.

II.4.2.4. Le complexe volcanique acide et les roches associées

Les roches acides des Jbilette centrales sont aussi abondantes que les roches basiques. Elles sont formées de quartz, de feldspath (surtout plagioclase) et de minéraux ferro-magnésiens primaires (amphiboles) avec très peu de biotite. Les minéraux provenant de l'altération sont les suivants : chlorite, séricite, calcite, actinote, épidote, sphène, silice, oxydes, etc...

a- Les roches volcaniques :

L'activité volcanique acide dans la région a donné deux types de formations qui correspondent à deux périodes éruptives qui marquent la série du Sarhlef, et sont en relation avec les minéralisations sulfurées :

* Les tuffites, (BORDONARO, 1983), cinérites rubanées (HUVELIN, 1977), ou siltites (AARAB, 1984) sont situées près de la base de la série du Sarhlef. Leur granulométrie devient de plus en plus fine vers l'Ouest ; par conséquent, elles peuvent être le résultat d'une activité volcanique d'appareils explosifs situés à l'Ouest des Jbilette (Rapport du B.R.G.M. , 1983). Ces produits pyroclastiques et épicyclastiques ont été largement étalés dans le bassin sédimentaire où ils forment un excellent marqueur stratigraphique régional.

De nombreux critères, tels que leur dépôt dans un milieu marin (bancs calcaires, figures de charge dans les silts et les shales) ou le granoclassement, permettent de leur conserver le terme de

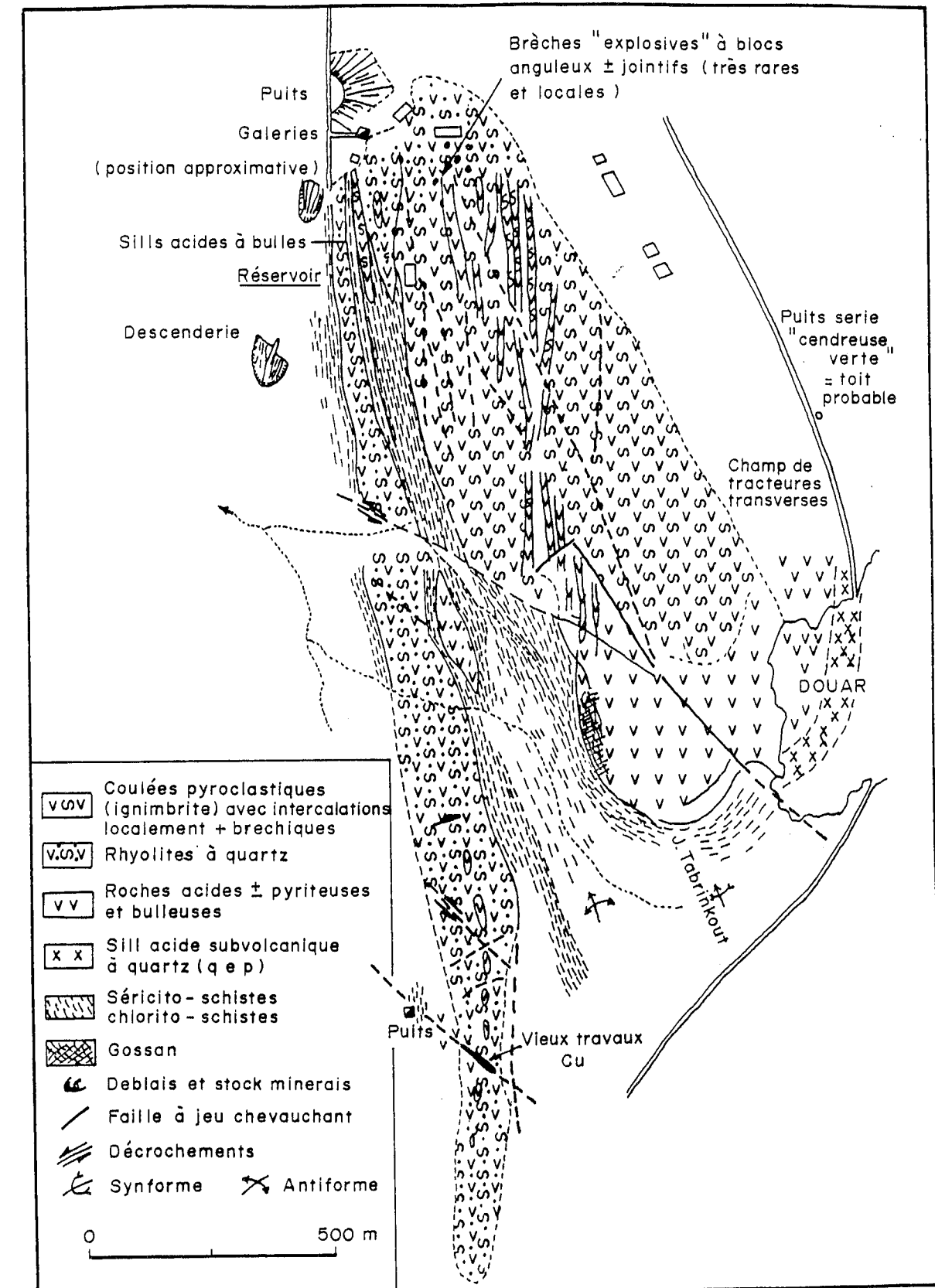


Fig.III-27 : Schéma géologique d'après une interprétation photo-géologique de Draa Es Sfar (Jbilette centrales; rapport du BRGM et Ministère de l'Energie et des mines, 1983).

tuffite (FISCHER, 1960 ; JUTEAU, 1975), le terme cinérite étant réservé aux dépôts aériens ou sub-aériens.

L'étude d'un échantillon (F 83-19) de la Koudiat Kettara montre qu'il s'agit d'une tuffite rubanée, à lits clairs formée d'une poussière riche en débris de cristaux du quartz et à lits sombres à grains plus grossiers, inframillimétriques, formés par des cristaux de minéraux ferro-magnésiens (pyroxène, actinote) associés à très peu de quartz. La mésostase est finement recristallisée et composée d'un matériel difficile à déterminer en détail mais probablement siliceux.

L'analyse chimique de cette tuffite donne une composition acide (66 % SiO₂) et sodique (3 % Na₂O et 0,21 % de K₂O).

Ces tuffites, d'abord acides, deviennent basiques vers le haut de la série par augmentation de l'abondance des minéraux ferro-magnésiens. Ces tuffites basiques de couleur vert-sombre ont été décrites par HUVELIN (1975, 1977) à l'Est du Douar Ben Slimane, à 1,5 Km au Sud-Est de Kettara. Leur étude a été reprise par BORDONARO (1983). Les affleurements s'étendent à l'Ouest (Jbel Bouzlaf, Jbel Hadit et Koudiat El Hamra). La caractéristique la plus importante de ces tuffites de couleur vert-sombre est qu'elles possèdent une structure orbiculaire. Les lits sont riches en épidote ou en amphibole verte. Je me rallie à l'hypothèse de BORDONARO (1983) qui attribue cette structure orbiculaire au métamorphisme anté-tectonique (taches et orbicules aplaties dans le plan de schistosité) et tardi-magmatique par circulation du gaz à toute température, du fait de l'absence du corps éruptif, sill ou dyke.

* Les volcanites acides situées dans la partie supérieure de la série du Sarhlef témoignent de la phase volcanique effusive sous-marine associée à une tectonique active à l'intérieur du bassin. Il s'agit surtout de laves et de sills mis en place dans les sédiments non lithifiés du bassin sédimentaire.

Les coulées pyroclastiques à cachet ignimbritique sont de faible extension et associées à tout un système de produits de retombées pyroclastiques (brèches, tufs) et filons acides.

Le massif de Daar Essfar se situe à 15 Km au NW de Marrakech sur la bordure de l'Oued Tansift à l'extrémité SE des Jbilet centrales. L'encaissant est constitué par une formation schisto-gréseuse. Le complexe volcanique acide est formé de coulées pyroclastiques à fiammes, de laves bulleuses et de filons de laves acides plus au moins pyriteuses (Fig.III-27). Cette formation contient une lave rhyolitique albitisée kératophyrique, (BORDONARO 1983) et le quartz kératophyre porphyrique de Koudiat Tazakourt (AARAB, 1984). La roche montre des faces luisantes, constituées par des fragments de laves soudés. Ces fragments sont sub-arrondis et disposés parallèlement à la stratification. En coupe transversale, les fragments sont à cortex flous, avec des extrémités effilochées. Cette structure correspond aux structures de fiammes. C'est un faciès de lave à cachet ignimbritique d'étendue limitée. La taille de ces fiammes est variable et peut nous renseigner sur la polarité de la coulée. Ainsi, le sommet est à l'Est ; il est indiquée par les petites fiammes "galettes" (de 2 à 3 cm). Par contre, la base à l'Ouest est indiquée par de grandes fiammes d'une dizaine de centimètres. La cartographie détaillée des différents faciès de cet affleurement a fait l'objet d'un rapport des travaux du Ministère de l'Energie et des Mines (1983).

Au microscope (éch. F-83 - 58 et 59), on voit que la roche est quartzo-feldspathique et contient des plages irrégulières et orientées. Ces plages sont cryptocristallines à vitreuses et séricito-chloriteuses, où chlorite y est fibroradiée. Elles peuvent englober des phénocristaux de quartz à angle émoussé et à fractures pyroclastiques. Ce qu'on appelle fiamme ou galette sur le terrain correspond à ces plages chloriteuses qui sont des lambeaux de verre dont la dévitrification est différente de celle de la matrice. A cette formation sont associées de rares intercalations de brèches pyroclastiques près du réservoir (E et NE) à blocs de taille variable jointifs, ce qui suggère la proximité de l'appareil émissif. De nombreux filons acides sub-contemporains à composition de quartz kératophyre s'intercalent dans ce complexe de coulées pyroclastiques.

La coulée pyroclastique de la Koudiat Dlâa (éch. F 83-53) est une formation rhyolitique porphyrique schistosée, appelée lave quartz kératophyre par BORDONARO (1983). Les phénocristaux de feldspath sont altérés. La matrice est microcristalline et felsique. L'épidote en nids est associé à la chlorite et se développe dans le plan de la schistosité. Les micas blancs sont nombreux. Dans cette même formation pyroclastique, on rencontre des intrusions de laves acides très vacuolaires dont les vacuoles sont remplies de quartz et d'albite. Au dessus de la brèche autoclastique qui forme la barre de la Koudiat Delâa se trouve une coulée amygdalaire acide rubanée et fluidale de direction N 65. L'observation au microscope montre un fond quartzo-feldspathique chloriteux avec des structures en bulles emboîtées, déformées et entassées les unes sur les autres, ce qui rappelle les axiolites et suggère une ignimbrite soudée à chaud (Pl.)

Pour BORDONARO (1983), il s'agit d'une structure perlitique probable ; d'après AARAB (1984), c'est une aplite sodique perlitique. Un autre type de roches acides tuffacées de composition quartz kératophyrique (BORDONARO, 1983), a été signalé par les auteurs précédents, dans le Kechnet (aplite sodique, AARAB, 1984) et dans Gour Sfar (éch. F 83-7, 8, 9). Il s'agit d'une formation massive acide gris claire à structure ovoïde, dont la taille des ovoïdes peut atteindre celle de l'oeuf de pigeon et dont la distinction au microscope est difficile. HUVELIN (1977) interprète ces formes ovoïdes, qu'il appelle "globules", comme des projections volcaniques sous-marines d'une lave de type quartz kératophyre, qui sont cimentées par la lave de même composition donnant ainsi un tuf d'une composition identique à celle de la lave.

b- Les roches acides hypovolcaniques :

-Les granophyres (trondhjémites)

Comme je l'ai déjà signalé à propos des sills (Ouled Har, Mnaa), les granophyres ont été signalés et décrits par HUVELIN (1977) et BORDONARO (1983). Ils forment des corps intrusifs de plus d'une centaine de mètres d'épaisseur ; ce sont des roches leucocrates de couleur blanchâtre, gris clair, ou rosâtre. Leurs gisements se trouvent à la Koudiat Bouzlaf, à Mnaa, à Daar El Arch, à Gour Essfar, à la Koudiat El Hamra et la Koudiat Ouled Har. Ces granophyres sont des trondhjémites pour AARAB du fait qu'ils sont pauvres en potassium. Pour LAGARDE (1987), ces roches acides des Jbilet centrales sont des plagiogranites. En fait, on se trouve en présence de roches intrusives grenues ou microgrenues porphyriques, donc à texture granophyrique. (Pl.III-1b). Le quartz y est souvent micropegmatitique. Les plagioclases sont albitisés et séricitisés. Le feldspath

alcalin, lorsqu'il est présent, est perthitique. Les minéraux ferromagnésiens sont représentés par la biotite associée parfois à l'amphibole verte (hornblende).

Les observations de terrain qui permettent d'argumenter l'âge de leur mise en place sont les suivantes : là où les granophyres sont associés aux corps intrusifs basiques (El Mnaa, Ouled Har), ils se trouvent séparés de ces derniers par une limite franche ; ils montrent des bordures à texture fine microgrenue, ce qui implique un âge de mise en place postérieur à celui des roches basiques. Comme l'a remarqué BORDONARO (1983) dans certains corps intrusifs (Ouled Har, Bouzlaf), la présence d'enclaves de roches basiques déformées et irrégulières dans les granophyres donne à penser que le magma acide a entraîné au cours de l'ascension des morceaux de laves basiques incomplètement solidifiés.

Le métamorphisme de contact développé par la mise en place de ces corps acides dans les schistes y développe des taches ovoïdes qui sont déformées et orientées, ce qui permet de retenir un âge relatif anté à syncinématique pour leur mise en place. Récemment ESSAIFI (1987) a montré la cristallisation syntectonique de corps intrusifs acides, les plagiogranites de Koudiat Azri. Les travaux de l'équipe de Marrakech (ADMOU, 1986 ; ESSAIFI, 1987 ; AIT TAHAR, travaux en cours) vont également dans ce sens. En s'appuyant sur des travaux d'ordre structural, LAGARDE (1987) émet l'hypothèse de deux contextes géodynamiques de la mise en place des corps acides et basiques des Jbilette centrales. Pour lui, les magmas basiques de type tholéïtes intraplaques continentales émis en contexte de distension, seraient d'un âge anté-viséen supérieur. Par contre, les magmas acides intraplaques continentaux, en cours de différenciation dans les chambres magmatiques, indiqueraient une montée en diapir pendant le raccourcissement crustal post-viséen.

Le complexe filonien acide de type albitophyre correspond à des sills ou des dykes intrusifs dans les schistes ou dans les formations basiques. Ils présentent une faible épaisseur (3 à 5 mètres). La composition des laves est rhyolitique avec cependant une albitisation des plagioclases (% An < 5). Par conséquent, la teneur en Na₂O est élevée (3 à 4 %) et celle de K₂O est faible (<1 %). Une certaine fluidalité a été observée dans plusieurs sills.

D'après leur composition chimique, ces laves se rapprochent des granophyres, mais elles en diffèrent par leur texture microlitique à microcristalline parfois sphérolitique (éch. F-84-101) et par leur composition minéralogique.

Les quartz-kératophyres porphyriques :

Ce sont des sills et coulées qui s'injectent dans les schistes en formant des corps tectonisés et schistosés. La présence du quartz rhyolitique en yeux de taille millimétrique à centimétrique est une caractéristique de ces roches. Leur altération chloriteuse et siliceuse est assez fréquente.

Le Daar Trifani (éch. F 83 - 20) constitue un exemple de cette formation. Il s'agit d'une lave qui s'injecte dans les schistes noirs au Nord de Kettara sur une épaisseur d'une dizaine de mètres. La roche est très altérée en chlorite et séricite. Sur son épente Est, l'altération ferrugineuse est très développée à la faveur d'une faille. La fluidalité est conservée sur sa bordure Est. BORDONARO (1983) a décrit ce gisement comme un tuf rhyolitique. L'étude pétrographique montre une roche quartzo-feldspathique parcourue par de nombreux filonnets d'oxydes marquant la schistosité, ce qui

développe des formes en amandes autour des phénocristaux. Les phénocristaux de quartz rhyolitique sont corrodés et parfois fracturés. Les feldspaths en phénocristaux sub-ovoïdes avec des contours flous sont complètement séricitisés. Entre les phénocristaux, il existe une recristallisation tardive du quartz qui est associée à des micas blancs orientés.

Les filons sub-volcaniques acides porphyriques qui s'injectent dans les formations pyroclastiques de Daar Es Sfar (Fig.III-27) seraient, eux aussi, des laves kératophyriques à phénocristaux de quartz rhyolitique.

II.4.3. Minéralogie des laves des Jbilette centrales

L'étude pétrographique des laves hercyniennes pré-à syn-cinématique des Jbilette centrales nous montre qu'il existe deux grands ensembles de roches : les roches ultrabasiques (rares), basiques et intermédiaires, et l'ensemble des roches acides. La paragenèse minéralogique primaire de ces deux ensembles varie avec les minéraux suivants : quartz, plagioclase, feldspath alcalin (rare), clinopyroxène, amphibole, olivine et biotite-ilménite.

II.4.3.1. Paragenèse primaire

a- Les plagioclases

Les plagioclases sont omniprésents dans toutes les roches des Jbilette centrales à l'exception de cumulats à olivine de la Koudiat Kettara. Leur composition est variable des roches basiques aux roches acides.

- Dans les roches basiques, ils existent en phénocristaux et/ou en lattes. Dans les gabbros, les phénocristaux sont zonés, avec un cœur plus calcique (bytownite à An 74) et une périphérie en labrador (An 54-63 pour l'échantillon F 84-116). Les lattes de plagioclases qui se trouvent en général dans les gabbros et dans les dolérites sont des labradors (An 53-67). Des analyses de plagioclases et de dolérites de Gour Sfaar ont fourni une composition de bytownite (An 99) ; probablement s'agit-il des plagioclases les plus précoces.

- Dans les roches intermédiaires et particulièrement dans les diorites quartzitiques du massif d'El Mnaa (éch. F-83-84), le plagioclase se présente sous forme de grandes lattes, et il est à composition dominante d'andésine (An 35-42). Par contre, dans les cristaux moyennement petits, la composition varie de l'oligoclase à l'albite (An 5) et dans ce dernier cas, il résulte d'une cristallisation tardive.

- Dans les roches acides (trondhjémites = granophyres), le plagioclase est une andésine dans le cœur du cristal et un oligoclase sur les bordures du minéral. L'albite est omniprésente dans toutes les roches altérées ou partiellement altérées. C'est le produit de la saussuritisation des plagioclases.

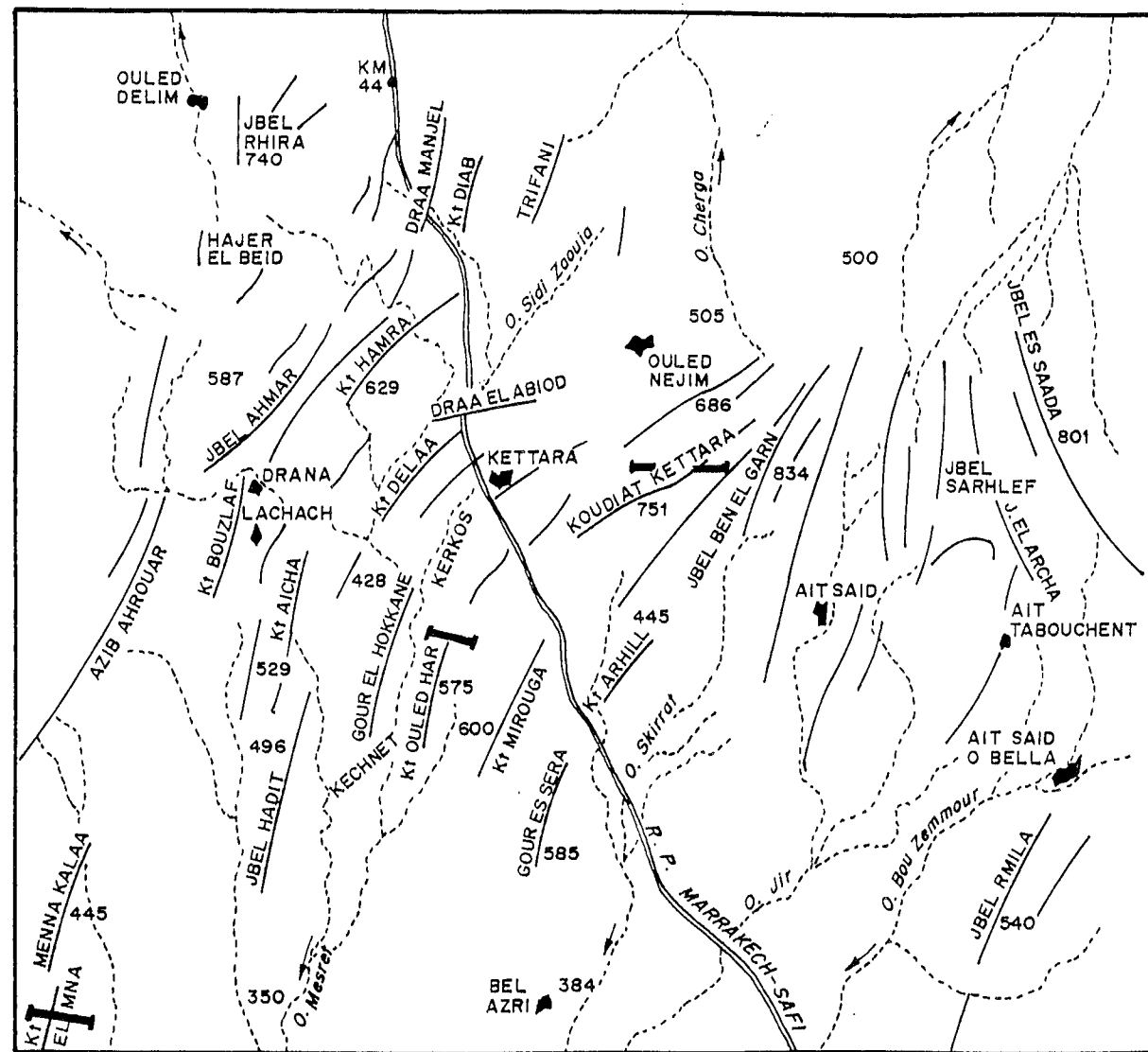


Fig.III-28 : Localisation des coupes levées de la koudiat Kettara, du sill d'El Mnaa et de la Koudiat Ouled Har dans le Schéma oro-hydrographique (échelle : 1/100 000) des Jbilette centrales (BORDONARO, 1983).

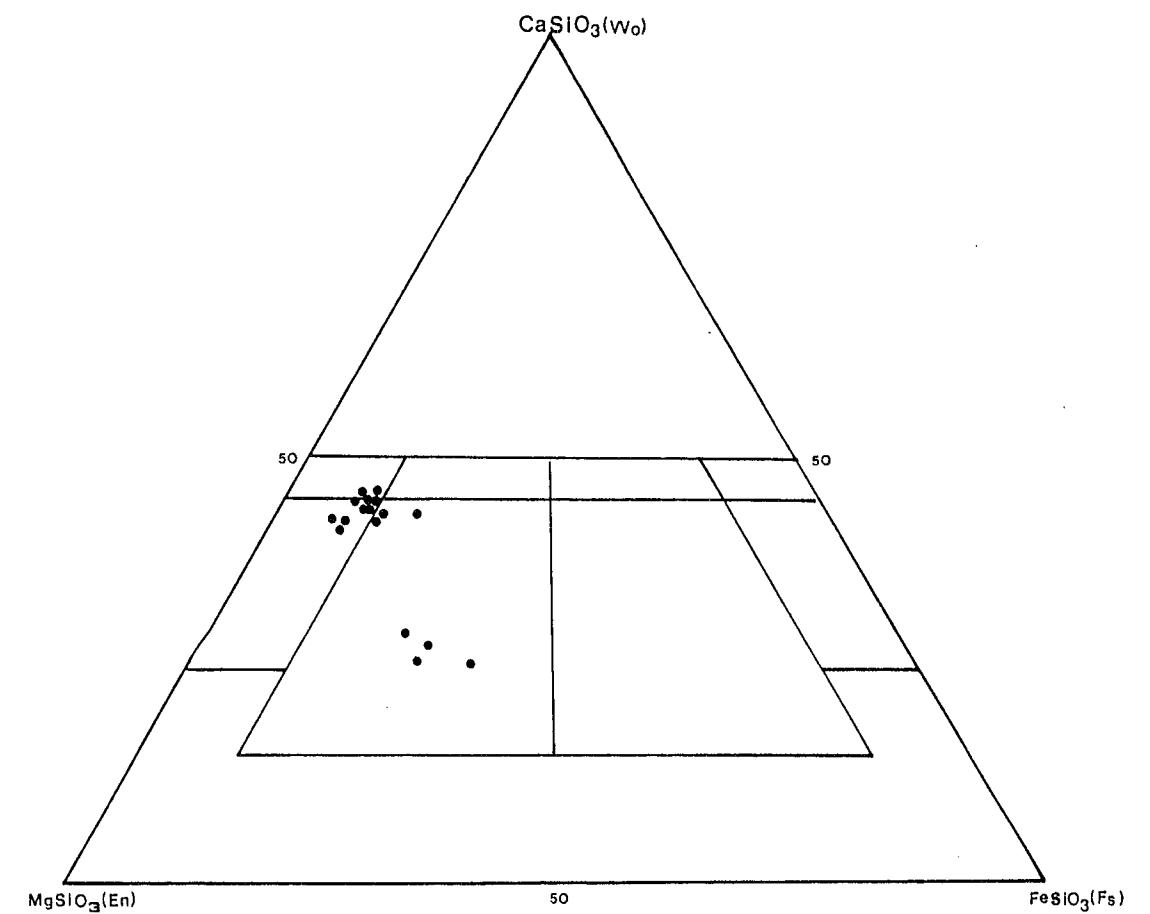


Fig.III-29 : Position des clinopyroxènes des roches intrusives ultrabasiques et basiques des Jbilet centrales dans le triangle Wollastonite-Enstatite-Ferrosilite. (d'après POLVDERVAART et HESS, 1951).

b- Le feldspath alcalin

Le feldspath alcalin est rare dans les roches acides des Jbilette centrales ; nous l'avons signalé dans les granophyres de la Koudiat El Mnaa. Il est perthitique. AARAB (1984) l'a analysé dans les kératophyres sodi-potassiques. Ce feldspath potassique se trouve recristallisé dans le fond de la roche et sa teneur en orthoclase est de 94 à 97 %. AARAB attribue ce feldspath potassique de basse température à des circulations des fluides potassiques tardi-magmatiques.

c-Le clinopyroxène

C'est le deuxième minéral essentiel des roches basiques après le plagioclase. Son étude est importante dans la mesure où, même en relique dans les formations paléovolcaniques, il peut garder la signature géochimique du magma originel (NISBET et PEARCE, 1977 ; LETERRIER et al., 1982).

- Description des clinopyroxènes

Les clinopyroxènes du cumulat à olivine de la Koudiat Kettara représentent environ 10 % de la roche. Ils se trouvent en phase intercumulus et ils sont en partie ouralitisés. Les reliquats qui ont été analysés montrent qu'il s'agit d'endiopsides riches en Mg (48 à 50 %) : Fig.III-29.

Le clinopyroxène des gabbros est un diopside (45 à 47 % et Wo 45 à 46 %) : Fig.III-29. Certains clinopyroxènes se trouvent en plein champ des augites ; peut-être s'agit-il de cristaux tardifs.

Bien que les compositions soient voisines, on peut remarquer qu'il y a une augmentation de Mg (enstatite) depuis les dolérites vers les gabbros à cumulat à olivine. Une telle variation rend compte de la différenciation du magma au cours de la cristallisation.

A l'exception des clinopyroxènes des cumulats à olivine qui montrent des compositions tout-à-fait différentes de celles des clinopyroxènes des autres roches intrusives basiques, les clinopyroxènes des gabbros et des dolérites montrent des compositions presque voisines. Ils sont moyennement siliceux, faiblement alumineux, pauvres en fer mais riches en Mg et Mn. Les teneurs en Cr sont variables dans le même minéral, avec une variation prononcée entre le bord et le centre du minéral ; la bordure montre en général une teneur plus faible en Cr par rapport au coeur du minéral. Ceci peut s'expliquer par la variation du liquide résiduel interstitiel qui s'appauvrit en Cr au cours de la cristallisation.

Les clinopyroxènes des cumulats à olivine sont remarquablement titanifères et moins ferri-fères mais très magnésiens. Ceci est dû d'une part à la température de la cristallisation (on sait en effet qu'à haute température Mg a une plus grande vitesse de diffusion que Fe) et d'autre part à l'évolution du liquide interstitiel qui s'enrichit en Ti au cours de la différenciation magmatique (en effet, les clinopyroxènes occupent la position inter-cumulus dans les ultrabasites à olivine de la Koudiat Kettara).

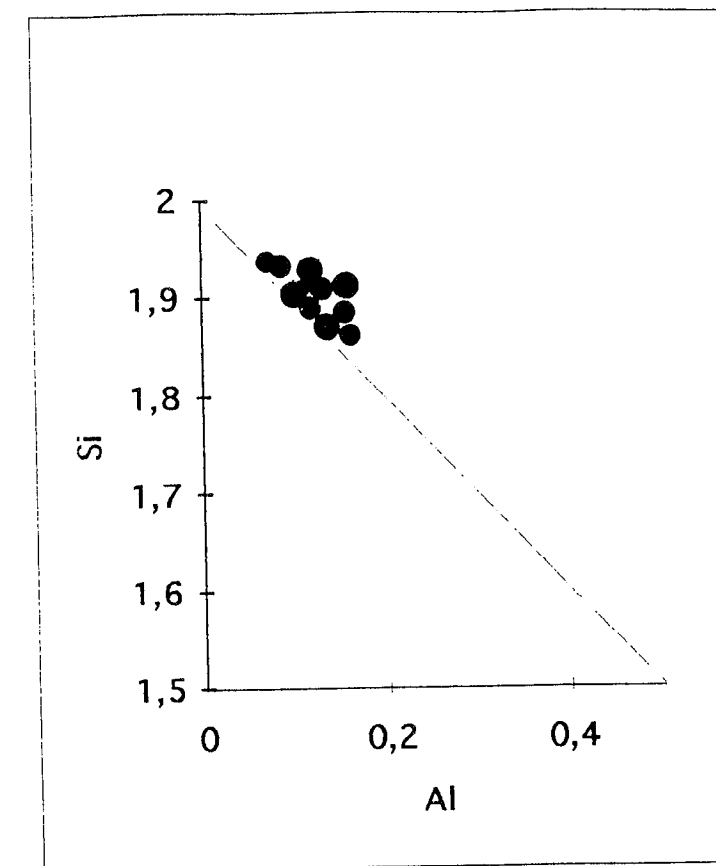


Fig.III-30 : Diagramme Si/Al (en cation) établi par KHOSHIRO (1960) pour les pyroxènes des roches intrusives des Jbilette centrales.

- *tendances chimiques des laves reflétées par leurs clinopyroxènes*

Les clinopyroxènes des laves intrusives des Jbilette centrales (dolérites, gabbros et ultrabasites) se concentrent autour du pôle Si dans le diagramme Si/Al (KUSHIRO, 1960) et montrent ainsi leur caractère tholéitique (Fig.III-30). Ce caractère est aussi mis en évidence par le diagramme Ti/Al (Fig.III-31) qui permet de montrer l'évolution chimique des clinopyroxènes au cours de la cristallisation fractionnée et de différencier entre les clinopyroxènes des séries tholéitiques et des séries alcalines.

Le diagramme, $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ (LE BAS, 1962 ; Fig.III-32) montre aussi la tendance tholéitique des clinopyroxènes des Jbilette centrales.

LETERRIER et al. (1982) ont distingué les grands ensembles des clinopyroxènes d'après les différents types de sites géotectoniques (Fig.III-10) ; les paramètres utilisés sont $\text{Ca}/\text{Ti} + \text{Ca}$, $\text{Ca} + \text{Na}/\text{Ti}$ et Ti/Al .

Dans le cas des clinopyroxènes des laves des Jbilette centrales, le diagramme le plus approprié est celui de paramètres $\text{Ti}/\text{Ca} + \text{Na}$ (Fig.III-33A), les points représentatifs se concentrent dans la zone de recouvrement des deux champs, tholéitique et alcalin, sans étirement du nuage des points vers le pôle alcalin. Si l'on prend la droite $y = -0.4x - 0.38$ comme ligne de séparation, on constate que le maximum des clinopyroxènes se place du côté tholéitique.

Dans le diagramme $\text{Ca}/\text{Ti} + \text{Cr}$ (Fig.III-33B), les points représentatifs des clinopyroxènes se situent dans la zone de recouvrement des deux champs au dessus de la droite $y = -0.4x + 0.38$, c'est à dire dans le champ des clinopyroxènes des séries non orogéniques.

Le graphique de SCHWEITZER et al. (1979) montre que les clinopyroxènes des Jbilette centrales (dolérites, euphotides et gabbros) présentent des spectres qui font apparaître des anomalies positives marquées en SiO_2 , MgO et négatives en Al_2O_3 , TiO_2 et en Fer, ce qui confirme la tendance tholéitique des clinopyroxènes des Jbilette centrales (Fig.III-34B). Cr et Na montrent un comportement variable, avec une anomalie tantôt positive tantôt négative.

Les clinopyroxènes des cumulats à olivine (éch. F-83-17) montrent les mêmes anomalies que celles des clinopyroxènes tholéitiques mais ces anomalies sont plus accentuées (Fig.III-34 A). Cependant, Ti montre un excès plus marqué semblable à celui des clinopyroxènes des basaltes alcalins. Ceci peut être expliqué par le fait que les clinopyroxènes des cumulats sont en position intercumulus et ont donc fractionné après les olivines à partir d'un liquide interstitiel enrichi en Ti au cours de la cristallisation.

Si on prend en compte les analyses des clinopyroxènes des troctolites tirés des travaux d'AARAB (1984), on constate que les teneurs en Ti sont similaires à celles de tous les clinopyroxènes des roches basiques ; leurs spectres font apparaître une anomalie négative en titane comme celle des clinopyroxènes tholéitiques.

d- Les amphiboles

Les amphiboles primaires analysées sont celles des roches intermédiaires c'est-à-dire de la diorite quartzique. Il s'agit de phénocristaux allongés, pléochroïques en vert-olive et dont les

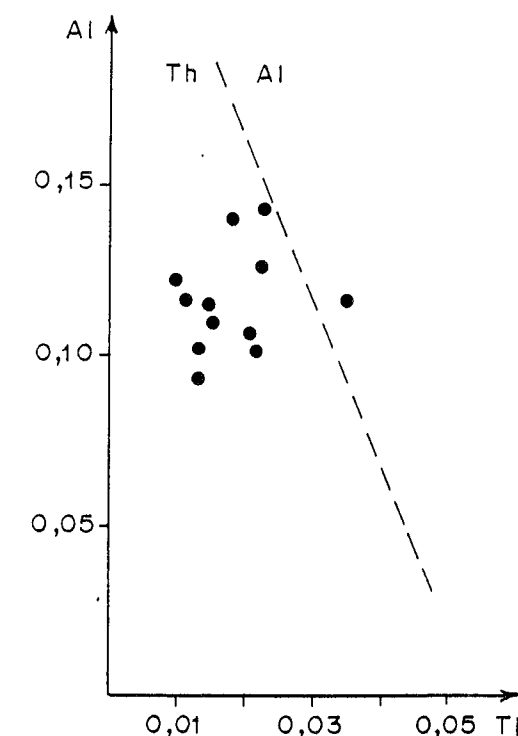


Fig.III-31 : Diagramme Al/Ti (en cation) établi par KHOSHIRO (1960) pour les pyroxènes des roches intrusives ultrabasiques et basiques des Jbilette centrales.

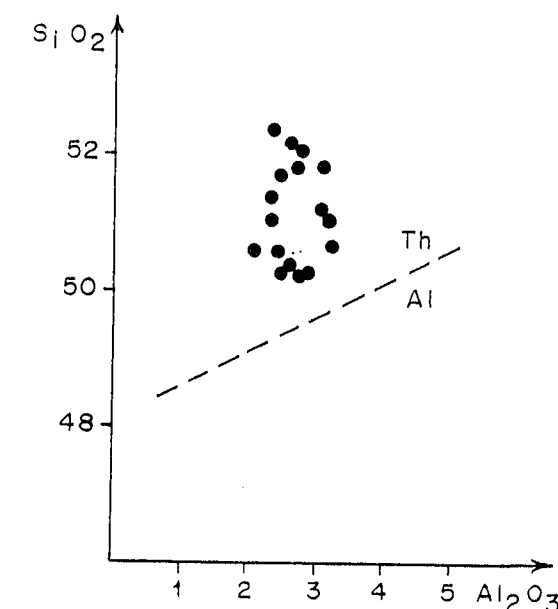


Fig.III-32 : Diagramme $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ (oxydes) de LEBAS (1962) pour les pyroxènes des roches intrusives ultrabasiques et basiques des Jbilette centrales.

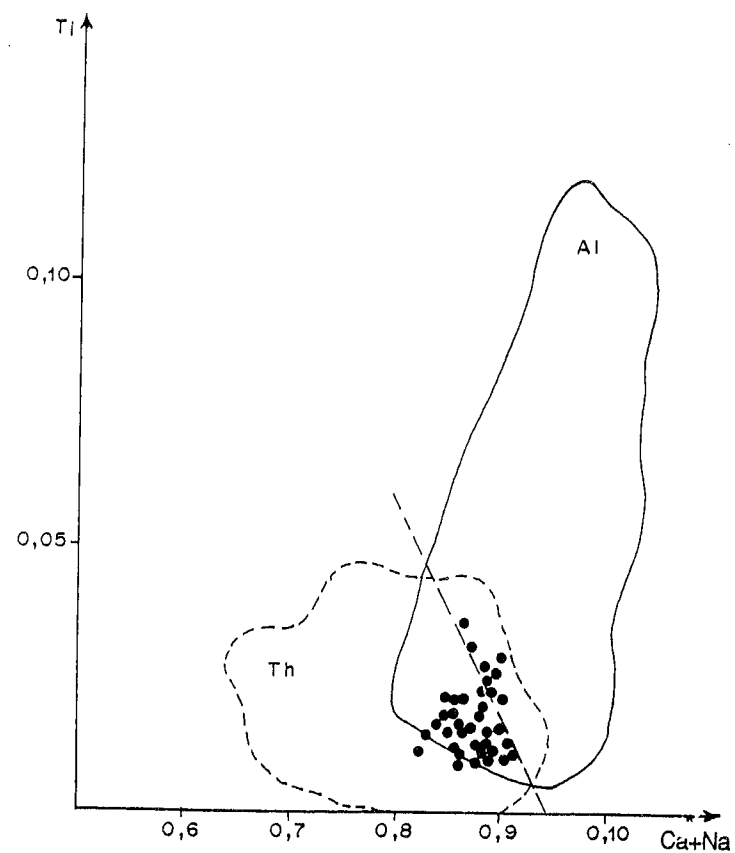


Fig.III-33a : Diagramme Ti/Ca+Na (en cation) de LETERRIER et al.(1982) pour séparer les clinopyroxènes des basaltes alcalins, des basaltes tholéïtiques et calco-alcalins ; position des Cpx des roches intrusives ultrabasiques et basiques des Jbilet centrales.

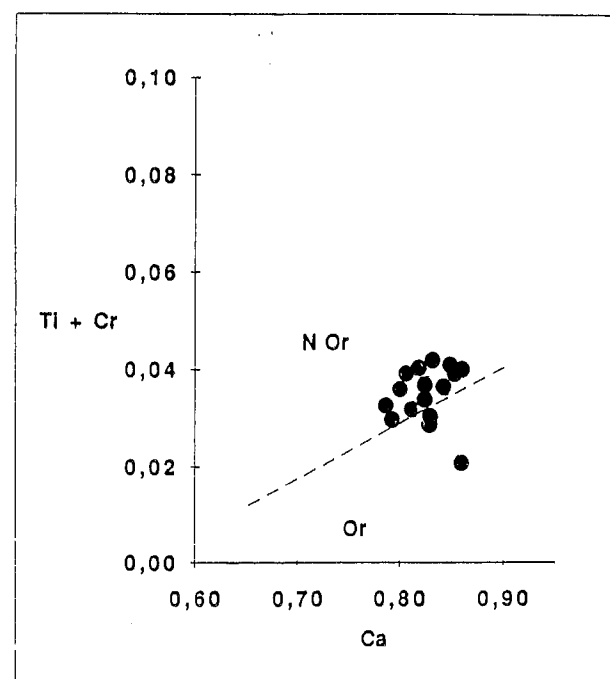


Fig.III-33b : Diagramme Ti+Cr/Ca (en cation) de LETERRIER et al.(1982) pour séparer les clinopyroxènes des séries volcaniques orogéniques et anorogéniques ; position des Cpx des roches intrusives ultrabasiques et basiques des Jbilet centrales.

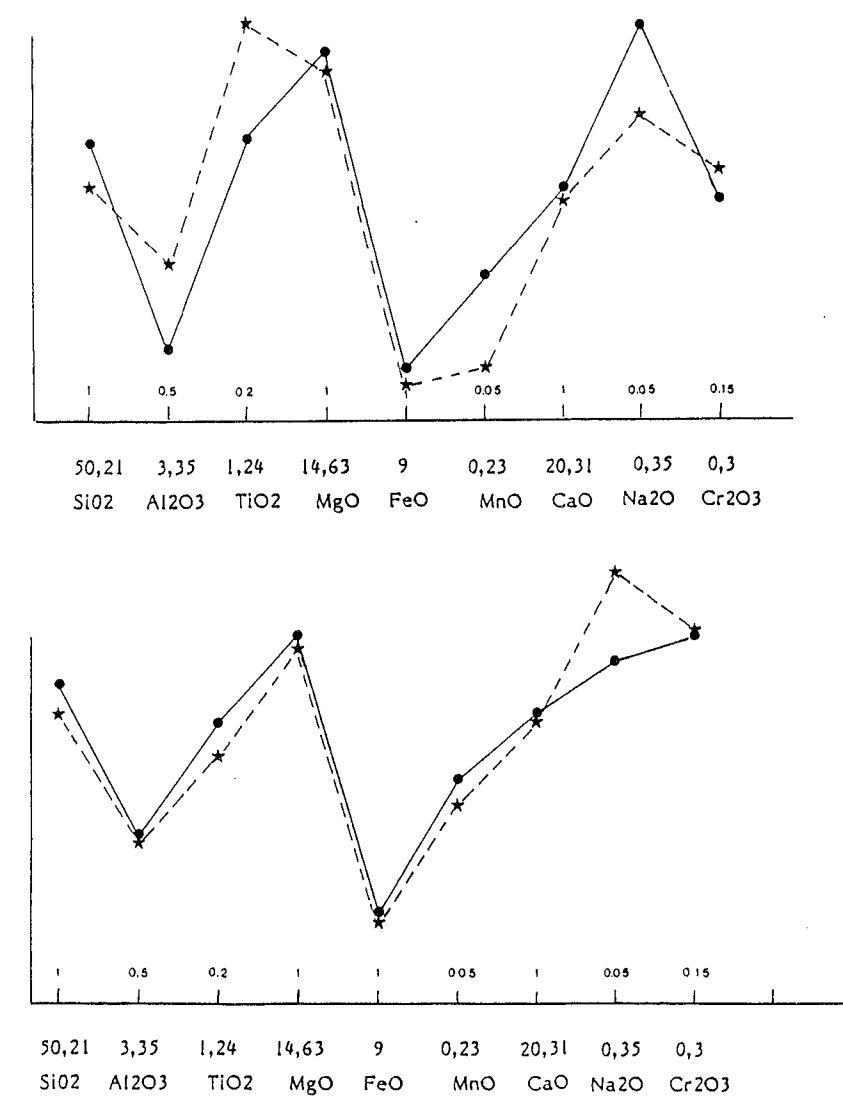


Fig.III-34 A : Courbes de variations des moyennes des clinopyroxènes des roches intrusives ultrabasiques des Jbilet centrales. Même explication que la figure III-13.

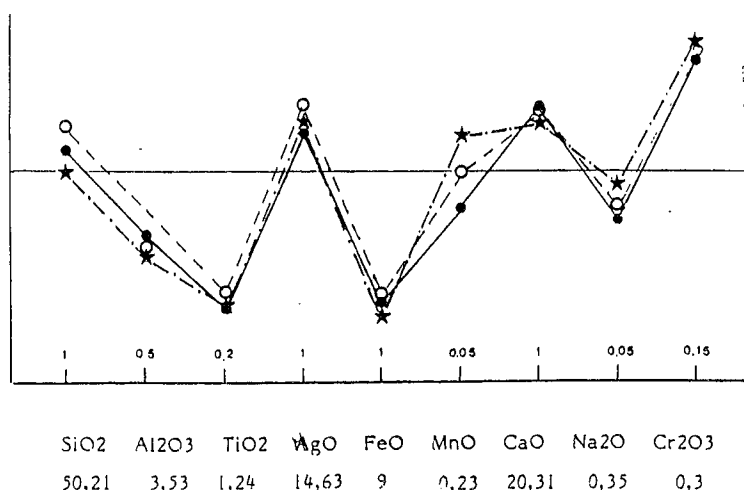
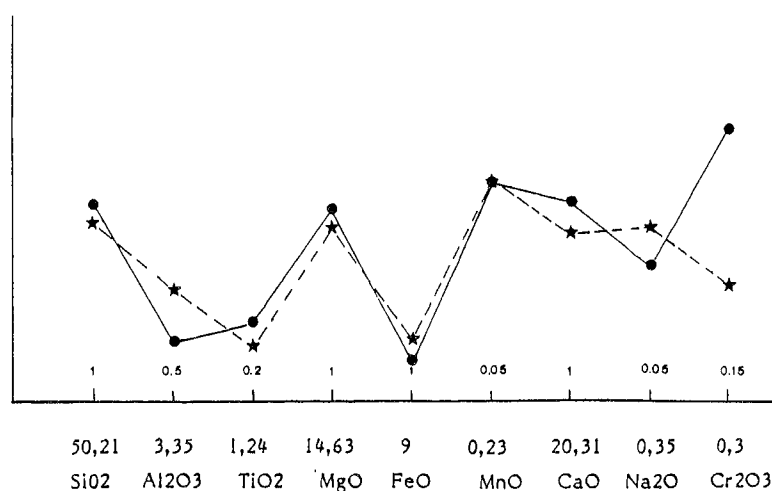
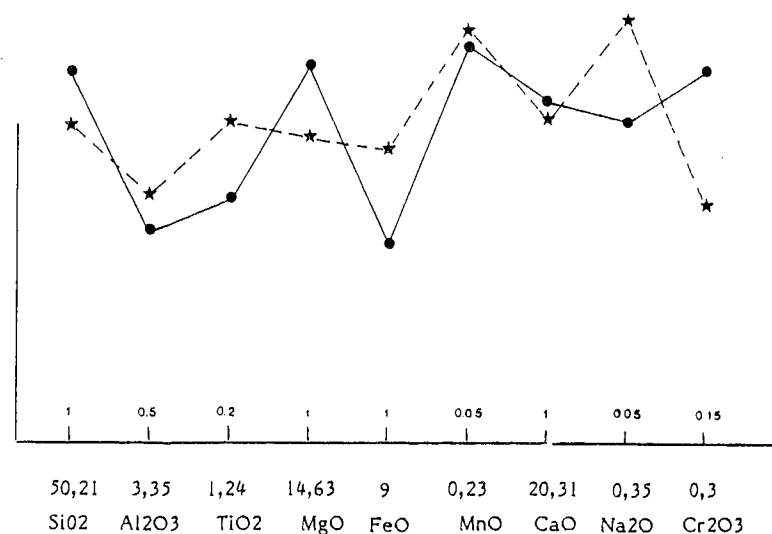


Fig.III-34 B : Courbes de variations des moyennes des clinopyroxènes des roches intrusives. Même explication que la figure III-13.

contours sont irréguliers. Elles contiennent des inclusions d'apatite et de plagioclase. Ce sont des hornblendes ferrifères (teneur élevée en fer 27 à 28 %). Leur teneur en Al₂O₃ est de 9 à 11 % et celle de SiO₂ est comprise entre 41 et 44 % (Tab.Amp J) ce qui est faible par rapport aux amphiboles secondaires analysées dans les roches basiques. Dans le diagramme de LEAKE (1978), les points représentatifs de ces amphiboles se placent dans le champ des ferro-hornblendes. Les amphiboles brunes sont moins abondantes et elles se trouvent dans la phase interstitielle.

e- L'olivine

L' olivine forme la phase principale des ultrabasites du sill de Kettara. Elle est encore conservée dans les cumulats (troctolites). C'est une olivine riche en magnésium (Fo 86) et elle est partiellement pseudomorphosée en talc et en serpentine fibreuse.

f- La biotite

La biotite est observée surtout dans les roches intermédiaires à acides. L'étude pétrographique montre qu'il y a deux générations : tout d'abord la biotite primaire en forme de cristaux automorphes de taille moyenne, puis la biotite secondaire en microcristaux toujours associés à l'amphibole.

g- La muscovite

C'est un minéral d'altération des plagioclases qui se présente sous forme de paillettes, en feutrage (damourite) ou en tablettes enchevêtrées associées à la clinozoïsité et à l'albite.

h- Les minéraux opaques

Ils se présentent en cristaux automorphes à sub-automorphes ou en granules. La titanomagnétite est typique des cumulats à olivine. L'ilménite (52 % TiO₂) est un minéral fréquent des roches basiques et acides il s'altère généralement en sphène.

II.4.3.1. Paragenèse secondaire

a- L'albite est fréquente dans les plagioclases altérés, elle est souvent associée dans ces derniers à la chlorite. Dans une même lame mince, le plagioclase n'est pas uniformément saussuritisé ceci est dû aux circulations des fluides hydrothermaux.

b- Les amphiboles secondaires proviennent de la transformation des minéraux ferro-magnésiens des olivines et des pyroxènes comme dans le cumulat F 83-17. En général, dans les roches basiques, dolérites et gabbros, les amphiboles secondaires se présentent en cristaux aciculaires verdâtres. Ce sont des produits de l'ouraltisation des pyroxènes.

c- La chlorite : C'est un minéral secondaire fréquent issu de la transformation des minéraux ferromagnésiens (olivine, pyroxène, biotite et amphibole). La seule analyse retenue ici est celle de cumulat à olivine car les autres ont de mauvais totaux. Cette chlorite de péridotite est une pennine. D'après AARAB (1984), la nature des chlorites varie selon la composition chimique de la roche. Il s'agit de clinocllore et de pennine dans le cumulat à olivine ($0.89 < \text{Mg}/\text{Mg}+\text{Fe} < 0.91$) ; de pychnochlorite et de clinophore dans les euphotides ; dans les dolérites c'est une ripidolite-pychnolorite ; dans les roches acides, il s'agit d'une chlorite ferrière de type brunsgivite et ripidolite.

On conclut de cette étude pétrographique et minéralogique des roches magmatiques des Jbilette centrales que :

- *C'est dans les Jbilette que l'activité magmatique est la plus importante au point de vue du volume de magma acide-basique émis.*

- *Ce magmatisme peut être intrusif, effusif ou explosif.*

- *Les magmas basiques sont prédominants et intrusifs (dyke et sill); ces magmas engendrent des roches ultrabasiques (sill du koudiat Kettara), des roches basiques (gabbro, dolérite), et des roches intermédiaires (sill d'El Mnaa, sill d'Ouled Har) qui sont le résultat d'un processus de cristallisation fractionnée. Le complexe magmatique basique est d'affinité tholéitique dominante.*

- *Les magmas acides pré-orogéniques sont intrusifs, effusifs ou explosifs. Leur mise en place dans les sills composites est légèrement postérieure aux magmas basiques.*

CONCLUSION

Les laves de la Meseta occidentale et centrale sont de composition basique et d'affinité tholéitique voire alcaline (transitionnelle). La direction des corps intrusifs est généralement NE-SW. Le magmatisme basique intrusif prédomine sur l'effusif ; à l'exception du magmatisme des Jbilette qui est bimodal (basique - acide) et où une partie du volcanisme acide est explosif, donnant ainsi des coulées à cachet ignimbritique de faible extension, des brèches et des tufs pyroclastiques.

Dans les grands sills composites (basiques - acides) des Jbilette, le magma acide intrude les roches basiques. C'est dans cette région que le magmatisme hercynien est le plus important et les tuffites inférieures appelées cinérites rubanées ou siltites sont des dépôts en milieu aqueux résultant d'une activité volcanique explosive provenant de l'Ouest.

Deuxième partie : GÉOCHIMIE

CHAPITRE IV

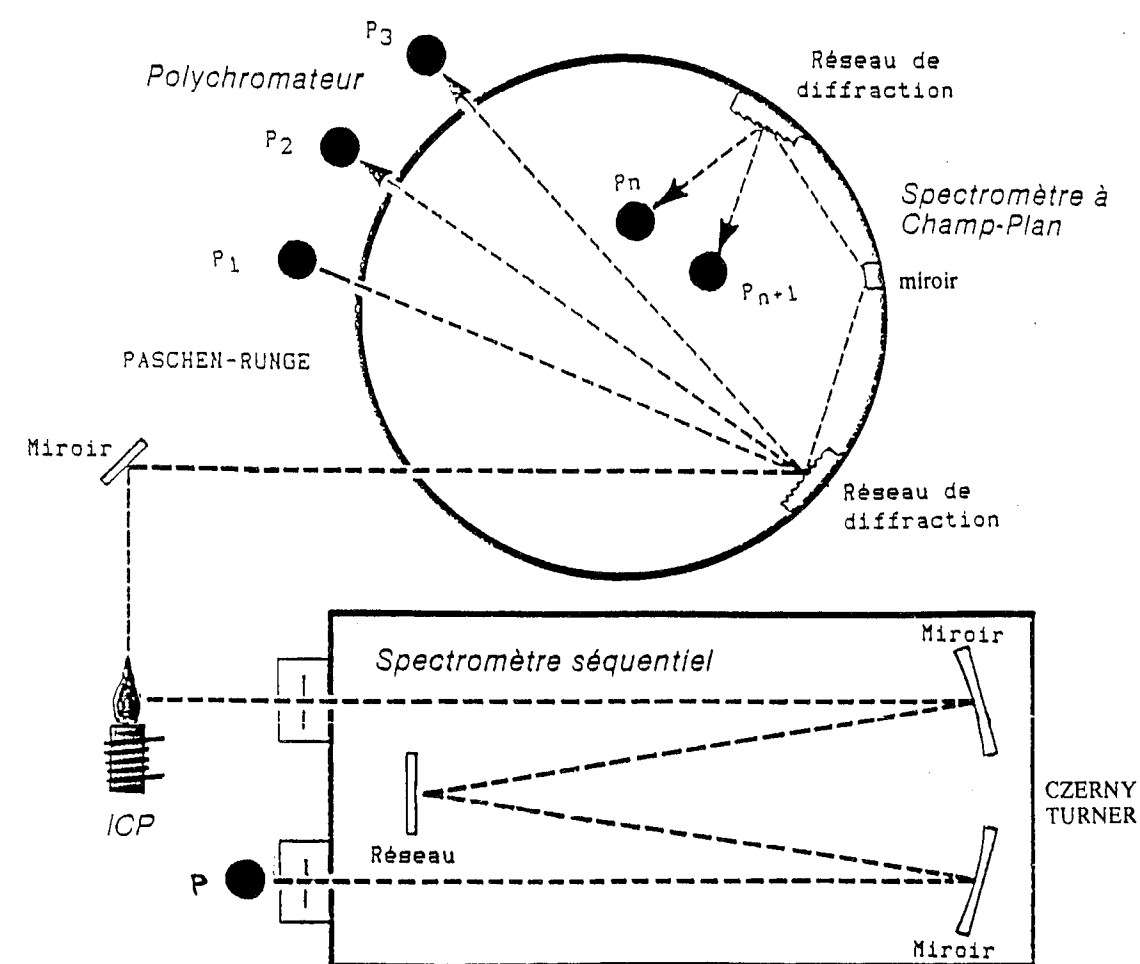


Fig.IV-1 : Spectromètre à plasma. ICP-ES ISA Jobin-Yvon JY 70 Plus.

INTRODUCTION

Ce chapitre regroupe l'étude géochimique des laves de la Meseta occidentale et celle de la Meseta orientale. Cette étude reprend et élargit les données et les résultats des travaux de maîtrise de troisième cycle (KHARBOUCH, 1982).

Pour l'étude des laves de la Meseta occidentale nous avons utilisé 100 analyses sur roche totale dont 84 nouvelles. Pour celle de la Meseta orientale, 70 analyses nouvelles ont été effectuées. L'ensemble des analyses ont été réalisées par spectrométrie à plasma (Analyses par J. COTTEN, U.B.O. et par R. ROUAULT, I.G.S.). Les 10 éléments majeurs analysés en pourcentages pondéraux sont : SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O et P_2O_5 , auxquels s'ajoute la perte au feu à 1050°C . Les 15 éléments en traces analysés à Brest par spectrométrie à plasma sont : Ba, Sc, V, Cr, Co, Ni, Y, Zr, Nb, La, Nd, Eu, Dy, Er, Yb, (+Rb dosé par absorption atomique, Perkin-Elmer 5000). D'autres analyses d'éléments en traces ont été effectuées par activation neutronique (J. L. JORON, Saclay). Elles concernent les éléments suivants : U, Th, Hf, Ta, Cs, Rb, La, Ce, Sm, Eu, Tb, Yb, Lu.

Les analyses des éléments majeurs sont données dans les tableaux (Tab.V-1 à 4) pour les laves de la Meseta orientale et dans les tableaux (Tab.IV- 5 à 7) pour la Meseta occidentale

I- MÉTHODES ANALYTIQUES

I-1- Spectrométrie d'émission plasma à couplage inductif (ICP-ES)

La mise en solution de la roche finement broyée est effectuée à l'aide d'une attaque acide (HF , HNO_3) dans un flacon en téflon, hermétiquement fermé, placé dans une étuve à 80°C pendant environ 10 heures. La redissolution des fluorures précipités et la neutralisation de l'acide fluorhydrique en excès sont réalisés par l'ajout d'une solution aqueuse d'acide borique (H_3BO_3). La solution ainsi obtenue est injectée dans un plasma à l'aide d'un gaz porteur (Argon) de haute température (8000°K) entretenu par un champ électromagnétique alternatif de haute fréquence.

Dans le plasma, les atomes ou les ions peuvent passer à un état excité par saut d'électrons vers des orbites plus énergétiques ; l'état excité étant instable, les atomes retournent spontanément à l'état fondamental en remettant de l'énergie sous forme de lumière (photons) de longueur d'onde caractéristiques des éléments présents dans le plasma. Le spectre de longueurs d'ondes multiples est alors analysé par un spectromètre à montage simultané ou séquentiel (Fig. V-1).

Le polychromateur à montage PASCHEN-RUNGE analyse simultanément les éléments Si, Ti, Al, Fe, Mn, Ca et Sr. Ce système de détection est mis en place en fonction de tous les

ELEMENT	NUMERO ATOMIQUE	CHARGE	RAYON IONIQUE (Å)	CONFIGURATION ELECTRONIQUE
K	19	+1	1.33	[Ar]4s ¹
Ti	22	+4	0.68	[Ar]3d ² 4s ²
V	23	+5	0.59	[Ar] 3d ³ 4s ²
Rb	37	+1	1.47	[Kr]5s ¹
Sr	38	+2	1.12	[Kr]5s ²
Y	39	+3	0.893	[Kr]4d ¹ 5s ²
Zr	40	+4	0.79	[Kr]4d ² 5s ²
Nb	41	+5	0.69	[Kr]4d ⁴ 5s ¹
Cs	55	+1	1.67	[Xe]6s ¹
Ba	56	+2	1.34	[Xe]6s ²
La	57	+3	1.061	[Xe]5d ¹ 6s ²
Ce	58	+3	1.034	[Xe]4f ² 6s ²
Pr	59	+3	1.013	[Xe]4f ³ 6s ²
Nd	60	+3	0.995	[Xe]4f ⁴ 6s ²
Pm	61	+3	0.979	[Xe]4f ⁵ 6s ²
Sm	62	+3	0.964	[Xe]4f ⁶ 6s ²
Eu	63	+3	0.950	[Xe]4f ⁷ 6s ²
Gd	64	+3	0.938	[Xe]4f ⁷ 5d ¹ 6s ²
Tb	65	+3	0.923	[Xe]4f ⁹ 6s ²
Dy	66	+3	0.908	[Xe]4f ¹⁰ 6s ²
Ho	67	+3	0.894	[Xe]4f ¹¹ 6s ²
Er	68	+3	0.881	[Xe]4f ¹² 6s ²
Tm	69	+3	0.87	[Xe]4f ¹³ 6s ²
Yb	70	+3	0.858	[Xe]4f ¹⁴ 6s ²
Lu	71	+3	0.85	[Xe]4f ¹⁴ 6s ²
Hf	72	+4	0.78	[Xe]4f ¹⁴ 5d ² 6s ²
Ta	73	+5	0.68	[Xe]4f ¹⁴ 5d ³ 6s ²
Pb	82	+2	1.20	[Xe]4f ¹⁴ 5d ¹⁰ 6s ² 6p ²
Th	90	+4	1.02	[Rn]6d ² 7s ²
U	92	+4	0.97	[Rn]5f ³ 6d ¹ 7s ²

Tab.IV 1 : Structures électroniques et propriétés chimiques des éléments étudiés (Handbook of Chemistry and Physics, 1987-1988).

	N-MORB	E-MORB	OIB
Y	28	22	29
Zr	74	73	280
Nb	2,33	8,30	48,0
La	2,50	6,30	37,0
Ce	7,50	15,0	80,0
Nd	7,30	9,00	38,5
Sm	2,63	2,60	10,0
Eu	1,02	0,91	3,00
Tb	0,67	0,53	1,05
Yb	3,05	2,37	2,16
Lu	0,455	0,354	0,300
Hf	2,05	2,03	7,80
Ta	0,132	0,47	2,70
Th	0,120	0,60	4,00

Tab.IV-4 : Teneurs moyennes (en ppm) en éléments hydromagphiles dans les basaltes océaniques (SUN et McDONOUGH, 1989).

éléments. Les fentes de l'appareil sont prépositionnées pour ces éléments. Le polychromateur champs-plan permet le dosage de Na, K. Le monochromateur à montage séquentiel CZERNY-Turner analyse les éléments P, Ba, Sc, U, Cr, V, Chu, Co, Ni, Y, Zr, Nd, Eu, Dy, Er, Yb.

La reproductibilité relative des éléments en traces est de 5 %, alors qu'elle est voisine 2 % pour les éléments majeurs, exceptés les faibles valeurs de P₂O₅ et le MnO ($\pm 0,01$ %). La détection limite est de 0,2 ppm pour Eu, Yb ; de 0,5 ppm pour Sc, Y, Dy ; de 1 ppm pour Rb, Sr, Nb, La ; de 2 ppm pour Ba, V, Cr, Co, Ni, Zr, Nd.

Les analyses effectuées en 1979-80 ont été réalisées au laboratoire de géochimie à Strasbourg par spectrométrie d'émission à lecture directe qui se faisait à l'aide d'un quantomètre (BESNUS et LUCAS, 1970 ; BESNUS et ROUAULT, 1973; BESNUS, 1978).

I-2- Analyse par activation neutronique

Les éléments incompatibles et hygromagmaphiles (Rb, Cs, La, U, Th, Zn, Hf, Ta) ainsi que quelques échantillons parmi les prélèvements les plus récents ont été dosés au laboratoire Pierre-Sue de Saclay par J.L. JORON. La méthode appliquée est l'activation neutronique qui consiste à identifier et à mesurer l'intensité des rayonnements spécifiques émis par des noyaux irradiés par un flux de neutrons dans le réacteur Osiris de Saclay (TREUIL et al, 1973).

II- RAPPELS : LES ÉLÉMENTS EN TRACES

Les éléments en traces possèdent deux types d'affinité, soit pour la phase liquide, soit pour la phase solide du magma.

II-1- Les éléments de transition 3d (de la première série).

Les éléments de la première série de transition : V, Ni, Cr, Co, et Sc sont dits **compatibles** car ils ont un fort coefficient de partage ($D = \text{concentration dans solide} / \text{concentration dans liquide} > 1$). Ils s'incorporent dans les phases précoces solides telles que les olivines (Ni, Co), les pyroxènes (Sc, Cr) et les oxydes de fer-titane tel que la titanomagnétite ou l'ilménite (V) ; ils sont donc utiles pour définir le caractère primitif d'un magma, et ce sont des bons marqueurs de l'avancement du processus de la cristallisation fractionnée dans les liquides magmatiques (WILSON, 1989).

Par ailleurs, de nombreux travaux (WINCHESTER et FLOYD, 1977 ; HUMPHRIS, 1984 ; SEYLER, 1984) ont montré que le métamorphisme modifie peu les concentrations originelles de ces éléments de transition en particulier Cr, Ni et V.

II-2- Les éléments incompatibles ou hygromagmaphiles

II-2-1- Généralités

Les éléments Y, Zr, Nb, les lanthanides, Hf, Ta et Th sont des éléments de transition (deuxième, troisième et quatrième série) qui, par définition, possèdent une sous-couche électronique (d) incomplète.

Ces éléments forment des ions qui possèdent une structure identique à celle du gaz rare qui les précède dans la classification périodique. Ainsi Y³⁺, Zr⁴⁺ et Nb⁵⁺, ont la structure du Krypton ; les TR³⁺ (terre rares), Hf⁴⁺ et Ta⁵⁺ celle du Xénon et Th⁴⁺ celle du Radon (Tab.IV-1).

La structure atomique de ces éléments leur confère des propriétés spécifiques au cours des processus magmatiques. Cependant, du fait que les couches périphériques (s et d) n'ont pas d'électrons, les ions correspondants sont insensibles aux effets de stabilisation en champ cristallin ; par conséquent ces éléments se concentrent dans le liquide magmatique où ils forment des complexes stables (TREUIL, 1973 ; BOUGAULT, 1980).

Dans les roches magmatiques, cette propriété se traduit par deux caractéristiques essentielles:

- Les concentrations de ces éléments étudiés augmentent avec le degré de différenciation et par conséquent le liquide magmatique s'enrichit en ces éléments au fur et à mesure de la précipitation des minéraux (TREUIL, 1973).

- Les concentrations des éléments étudiés sont généralement plus élevées dans la mésostase (phase liquide) que dans les minéraux associés. La distribution des éléments entre ces phases est quantifiée par les valeurs du coefficient de partage qui est faible (généralement < 1).

$$D = \frac{C_{\text{minéral}}}{C_{\text{liquide}}} = \frac{C_{\text{élément}}}{C_{\text{élément}}}$$

Les auteurs anglo-saxons emploient le qualificatif "incompatible" pour définir l'ensemble des éléments qui ont des difficultés à entrer dans la structure cristalline des minéraux et qui, au cours des processus magmatiques, présentent une affinité pour le liquide magmatique ; d'où le terme hygromagmaphile (TREUIL, 1973).

Ces éléments incompatibles (à grand rayon ionique ou/et à forte charge) peuvent être classés de la manière suivante (STEINBERG et al, 1979 ; BOUGAULT, 1980 ; Basaltic Volcanism Study Projet, 1981) :

- **LILE** = Large Ion Lithophile Element, éléments à grand rayon ionique mais de charge faible. Ils sont peu incorporés dans la phase minérale à cause de leur grande taille ; ce sont les alcalins (Rb, Cs) et les alcalino-terreux (Sr, Ba).

- **HFSE** = High Field Strength Element, éléments à petit rayon ionique et charge élevée: Nb, Ta, Zr, Hf, Y. Ils sont considérés comme fortement hygromagmaphiles (sauf Y) et ils doivent leur incompatibilité au fait qu'ils s'entourent de polyèdres dans les liquides silicatés ; cette propriété disparaît lorsqu'apparaissent des oxydes ferro-titanés (Nb et Ta) (PEARCE et NORRY, 1979), l'amphibole et la magnétite (Zr et Hf ; PEARCE et NORRY, 1979). Les éléments Nb-Ta et Zr-Hf ont respectivement des coefficients de partage voisins et conservent des rapports (Nb/Ta=16±1 et Zr/Hf=40 : BOUGAULT, 1980 ; HOFMANN, 1988 ; SUN et McDOUNOUGH, 1989) constants lors de processus de différenciation du manteau océanique et uniformes dans toutes sortes de basaltes (MORB, OIB). Pour BOUGAULT (1980), le rapport (Nb/Ta=16 ± 1) reste uniforme pour les roches terrestres et les météorites et il semble caractériser le système solaire. Dans ce travail nous parlerons des anomalies tantôt de Nb tantôt de Ta (=Nb/16) puisque ces éléments sont dosés par des méthodes différentes (Ta par activation neutronique et Nb par spectrométrie à plasma) dans des laboratoires différents.

- **Th et U** : ils sont les plus incompatibles ou très hygromagmaphiles du fait qu'ils ont à la fois des rayons ioniques relativement élevés et des charges importantes.

- **Les Terres Rares** : ce sont 14 éléments naturels (La, Ce, Pr, Nd artificiel, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu), caractérisés par le même degré d'oxydation (3+, sauf Eu 2+ et Ce4+) et des rayons ioniques diminuant progressivement de La à Lu. Les terres légères (La, Ce, Pr) possèdent presque le même comportement que les LILE. Aussi, les terres rares intermédiaires (Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy) ont presque le même comportement que les HFSE. Les terres rares lourdes (Ho, Er, Tm, Yb, Lu) présentent des coefficients de partage relativement élevés pour le grenat mantellique.

Diverses études confirment l'importance de l'utilisation des rapports entre éléments incompatibles comme moyen discriminant entre les contextes de convergence et de divergence des plaques (LILE/ HFSE ; Th, U/HFSE, TR légères/ HFSE et TR légères/ TR lourdes). Ces rapports sont visualisés sur des diagrammes inter-éléments qui apportent de multiples informations sur les processus magmatiques. Aussi, ces informations par les diagrammes inter-éléments sont complétées par celles des spectres normalisés multi-éléments (BOUGAULT, 1980, BOUGAULT et al., 1985 ; HOFMANN, 1988 ; SUN et McDONOUGH, 1989).

Avant d'appliquer la méthode de TREUIL et VARET (1973) et STEINBERG et al. (1979) pour la détermination des processus magmatiques, nous avons jugé utile de faire quelques rappels sur les principes de chacun des modèles de comportement des éléments incompatibles (hygromagmaphiles), lors des processus de cristallisation fractionnée, fusion

partielle du manteau, contamination ou assimilation de la croûte et hétérogénéité de source (GAST, 1968 ; SCHOW, 1970 ; TREUIL et VARET, 1973 ; ALLEGRE et al., 1978 ; MINSTER et al., 1977 ; VILLEMANT et al., 1980).

II-2-2- Comportement des éléments hygromagmaphiles au cours de la cristallisation fractionnée en système clos.

Dans ce cas, la cristallisation d'un minéral est immédiatement suivie de son extraction du magma à partir duquel il a cristallisé. Les concentrations d'un élément i dans le liquide suivent la loi de RAYLWGH :

$$C^i = C_0^i \times f (D_i - 1) \quad (1)$$

C^i = Concentration de l'élément i.

C_0^i = Concentration de l'élément i dans le liquide initial.

D_i = Coefficient de partage solide liquide de l'élément i.

f = Le degré de l'avancement de la cristallisation fractionnée (proportion du liquide restant).

- Soit un élément hygromagmaphile dont D^i est très petit $\ll 1$, la relation (1) sera la suivante :

$$C^i = C_0^i \times 1 / f$$

Ainsi pour deux éléments hygromagmaphiles, les concentrations répondent à la loi suivante :

$$C_1^i = C_2^i \times (C_0^i / C_0^j) \quad (2)$$

Cette relation (2) est une équation de la forme $Y = a X$. Elle correspond donc à une droite passant par l'origine et représentant les concentrations C_1 et C_2 mesurées dans les roches totales ou verres et reportées sur un diagramme binaire $C_2 = F \times C_1$ la pente de la droite serait égale au rapport suivant: C_0^i / C_0^j
Cette droite passant par l'origine est une corrélation linéaire qui caractérise la cristallisation fractionnée.

II-2-3- Comportement des éléments hygromagmaphiles au cours de la fusion partielle.

Dans un modèle de fusion partielle, deux possibilités peuvent être envisagées :

- La fusion partielle à l'équilibre
- La fusion fractionnée.

Dans le premier cas, on considère que le liquide formé reste à l'équilibre avec le solide (STEINBERG et al., 1979 ; COCHERIE, 1984). Ce processus est gouverné par la relation suivante (SHAW, 1970) :

$$C^i = C_o^i / (D_o^i + f(1 - D^i)) \quad (3)$$

Dans le cas de la fusion fractionnée, le liquide ne reste pas en équilibre avec le solide et l'équation qui gouverne ce processus est donnée par la formule suivante :

$$C^i = C_o^i / D^i \times ((1 - f) \times (1 / D^i) - 1) \quad (4)$$

C = concentration de l'élément i dans le solide parent

D et D = Coefficient de partage solide-liquide respectivement au début et au cours de la fusion.

f = proportion de liquide formé (taux de fusion).

Si on prend deux éléments hygromagmaphiles, ces deux dernières équations peuvent être simplifiées à condition que D1 soit égal à D2. Ceci est vrai pour deux éléments hygromagmaphiles ayant des propriétés extrêmement voisines, tels que Nb et Ta, Zr et Hf par exemple ; mais cela ne peut l'être pour des éléments tels que Nb et Zr ou Th et Nb dont les propriétés sont différentes.

L'équation 3 ne peut être simplifiée si $D \ll 1$ et $D \ll F$, ce qui est extrêmement rare ; dans ce cas la formule pourrait s'écrire :

$$C1 = C2 \times (C1 / C2)$$

On pourrait ainsi dire que la corrélation avec la droite de corrélation passant par l'origine ne peut être obtenue que pour des éléments extrêmement hygromagmaphiles dans le cas d'une fusion partielle.

II-2-4- Comportement des éléments hygromagmaphiles au cours d'un mélange.

Dans le cas d'un mélange de deux liquides ou d'un liquide et d'un solide par contamination, la variation de la concentration d'un élément quelconque est donnée par la relation suivante :

$$C_m = C_p \times P \times (C_d + (1 - P)), \text{ avec } 0 < P < 1 \quad (5)$$

C_m = concentration de l'élément dans le mélange.

C_p et C_d = concentrations respectives dans les liquides initiaux.

P = fraction du mélange de deux masses liquide-liquide ou liquide-solide.

La relation (5) pour deux éléments quelconques m_i et m_j serait :

$$C_{mi} = ((C_{pi} - C_d / C_{pi} - C_{dj}) \times C_{mj}) + (C_{di} \times C_{pj} - C_{pi} \times C_{dj} / C_{pj} - C_{dj})$$

L'équation est de type $Y = aX + b$. Ainsi dans le cas d'un mélange on aura une droite linéaire passant par l'axe des ordonnées.

II-2-5- Mode de représentation graphique

Considérons deux éléments i et j de caractères hygromagmaphiles différents dont les concentrations sont mesurées dans une suite de liquides magmatiques cogénétiques. Les concentrations C_i et C_j de ces deux éléments, reportées dans un diagramme binaire $C_i = f(C_j)$, sont liées différemment selon que les liquides considérés dérivent d'un processus de fusion partielle ou de cristallisation fractionnée.

Dans le cas de la fusion partielle, les concentrations calculées à partir de l'équation (3) se disposent suivant une courbe (Fig.IV-2 : TREUIL et VARET, 1973 ; STEINBERG et al., 1979).

Pour un modèle de cristallisation fractionnée, les concentrations calculées à partir de l'équation (1) se disposent suivant une droite passant par l'origine des axes (Fig.IV-2 : TREUIL et VARET, 1973). La concentration d'un élément i au cours de ce même processus peut être considérée comme un indice du degré d'évolution du phénomène. En conséquence, dans un diagramme $C_i / C_j = f(C_i)$, une suite évoluant par cristallisation fractionnée sera représentée par une droite parallèle à l'axe des abscisses (Fig.IV-3 : TREUIL et VARET, 1973 ; STEINBERG et al., 1979).

Dans le même type de diagramme $C_i / C_j = f(C_i)$, pour un processus de fusion partielle, la courbe représentative de l'évolution du rapport C_i / C_j en fonction de la concentration C_i , sera une droite (Fig.IV-3) de pente D_{oj} / C_{oj} (D_j = coefficient de partage globale initial de l'élément j, C_{oj} = concentration initial de l'élément j : TREUIL et VARET, 1973 ; STEINBERG et al., 1979). Les produits issus d'un mélange entre deux composants de rapport C_i / C_j différents se situeront sur une courbe concave vers le bas du diagramme (Fig.V-3) joignant chacun des composants.

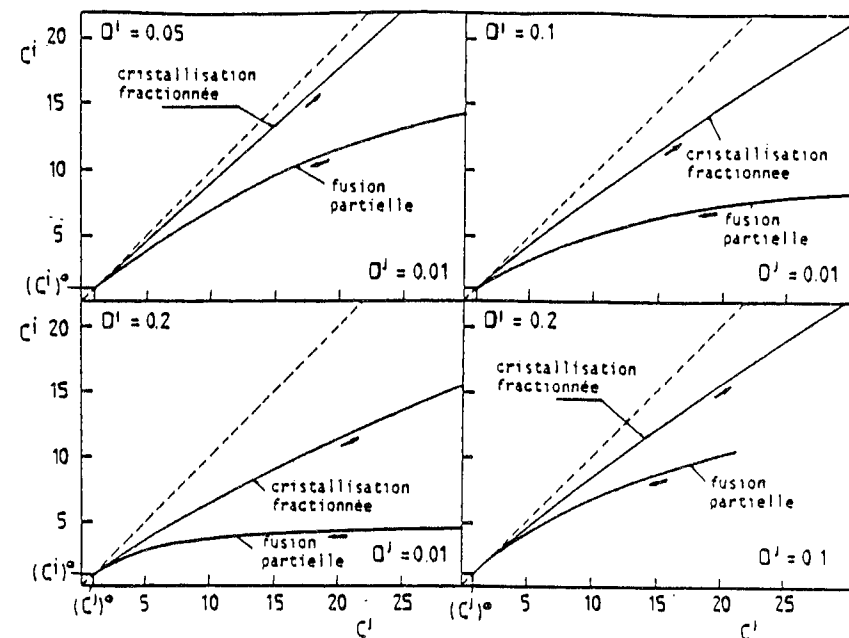


Fig.IV-2 : Diagrammes théoriques de variation de deux éléments i et j hygromagmaphiles en fonction de leur coefficient de partage global D dans des liquides produits par fusion partielle et cristallisation fractionnée (TREUIL et VARET 1973 ; in STEINBERG et al., 1979). Le sens de croissance du pourcentage de fusion ou de l'augmentation de la proportion de cristaux séparés est indiqué par la flèche.

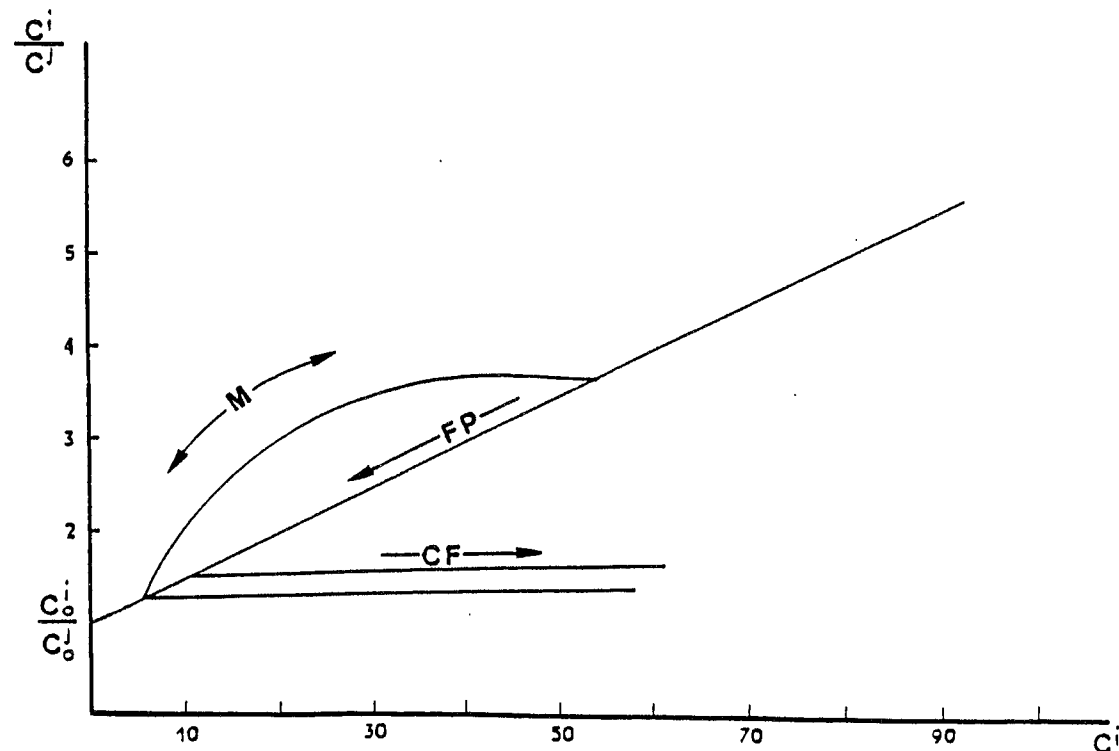


Fig.IV-3 : Diagramme théorique de variation du rapport de deux éléments i et j hygromagmaphiles en fonction de l'élément i pour un modèle de fusion partielle (FP), cristallisation fractionnée (CF) ou de mélange (M) (in STEINBERG et al., 1979).

L'ordonnée à l'origine C_i^0/C_j^0 indique le rapport des concentrations initiales des éléments considérés.

II-2-6- Spectre des terres rares

Les lanthanides constituent une famille d'éléments ayant une structure électronique semblable et leur rayon ionique varie régulièrement en fonction de leur numéro atomique. MASUDA (1962) propose de placer les concentrations de ces éléments dans un diagramme où ils sont rangés régulièrement en fonction de leur numéro atomique et ceci dans un ordre croissant. En ordonnée sont reportées les concentrations de ces éléments d'un échantillon divisées par celles d'une roche de référence, par exemple une chondrite (MASUDA et al., 1973) ou un manteau primitif (HOFMANN, 1988 ; SUN et McDONOUGH, 1989). Cette opération est appelée normalisation. On prend les valeurs de concentration des chondrites car ces dernières sont des météorites dont l'âge de formation est semblable à celui de la Terre et leur teneur en éléments hygromagmaphiles constitue une bonne image de la composition moyenne de la Terre (SCHILLING et WINCHESTER, 1967).

De façon générale, on dit un spectre est enrichi lorsque les concentrations, normées à celles du manteau primitif ou à celles des chondrites, diminuent en fonction du numéro atomique et on utilise le rapport $(La/Sm)_N$ qui est supérieur à 1 ; dans le cas inverse, le spectre dit est appauvri ($(La/Sm)_N$ est inférieur à 1).

Certains auteurs utilisent parfois des diagrammes normés aux basaltes des rides médio-océaniques (MORB "typiques") : PEARCE (1983), dont les valeurs de normalisation sont les concentrations de MORB "typiques" (Tab.IV-2). Cette représentation sera utilisée parfois ici pour la comparaison.

II-2-7- Intégration d'éléments autres que les terres rares dans le diagramme : diagrammes normalisés multi-élémentaires

BOUGAULT (1980) a proposé d'étendre les diagrammes classiques de normalisation des terres rares normés aux chondrites en y incluant d'autres éléments à faible coefficient de partage (Th, Ta, Nb, Zr, Hf, Ti, Y et V), sous la forme de diagrammes de terres rares étendus ou élargis. Ces éléments sont portés en abscisse en fonction de leurs caractères plus ou moins hygromagmaphiles. Ce critère peut être qualifié par un coefficient qui tient compte du rayon ionique et de la charge ionique de chaque élément (BOUGAULT, 1980). On retrouve la position des éléments qui ont des similitudes étroites de comportement entre eux : Nb-Ta, Zr-Hf et Sm ainsi que Y-Tb et Ho. BOUGAULT (1980) a repris les travaux de TREUIL (1973) et proposé une expression semi-empirique qui permet de qualifier le caractère hygromagmaphile des éléments étudiés et de les classer suivant leur coefficient de partage dans les basaltes océaniques (Fig.IV-4) ; ce classement est récemment confirmé par les travaux de JOCHUM et al., (in HOFMANN, 1988).

Le classement des éléments incompatibles terres rares et non terres rares et les valeurs de normalisation diffèrent malheureusement d'un auteur à l'autre ; pour plus de détails, le lecteur

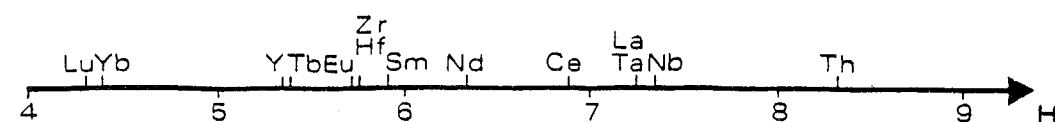


Fig.IV-4 : Classement des éléments étudiés en fonction de leur caractère hygromagmaphile H.

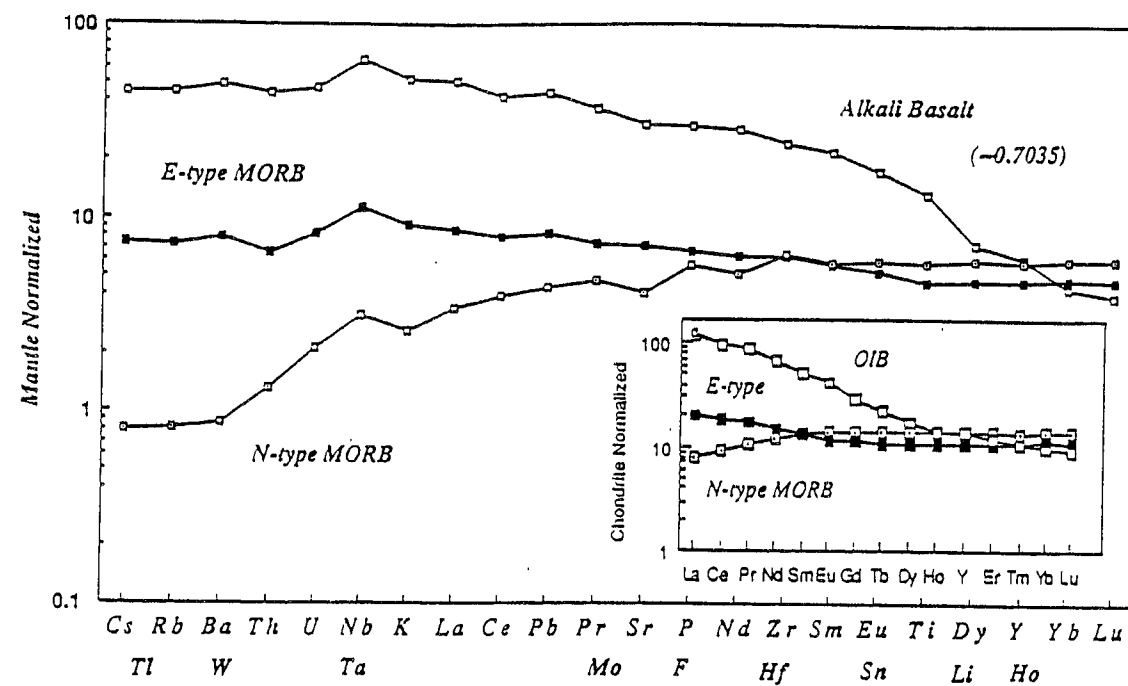


Fig.IV-5 : Diagrammes multi-éléments de basaltes océaniques normalisés au manteau primitif (SUN et McDONOUGH, 1989).

Cs	Rb	Ba	Th	U	Nb	Ta	K	La	Ce	Sr	P	Nd
0.032	0.635	6.999	0.085	0.021	0.713	0.041	250	0.687	1.775	21.1	95	1.354

Sm	Zr	Hf	Eu	Ti	Tb	Dy	Y	Er	Tm	Yb	Lu
0.444	11.2	0.309	0.168	1300	0.108	0.437	4.55	0.480	0.074	0.493	0.074

Tab.IV-3 : Valeurs de normalisation du manteau primitif (SUN et Mc DONOUGH, 1989).

pourra se référer aux travaux de ROMEUR (1991). Dans le présent travail, nous avons choisi les valeurs de normalisation du manteau primitif estimées par SUN et McDONOUGH (1989) qui sont données en tableau IV-3 ; à savoir que l'espacement est constant le long de l'axe des abscisses (Fig.IV-5).

La distribution des éléments est régulière dans le spectre étendu, et elle permet de définir la nature appauvrie ou enrichie d'une source mantellique. Cette nature peut être traduite non seulement par des rapports de terres rares (La/Sm)_N, mais également par des rapports d'éléments non terres rares comme les rapports (Nb/Zr)_N ou encore (Ta/Hf)_N, car BIENVENU (1989) montre, à propos des processus d'altération des basaltes océaniques, que (Zr, Nb, Hf, Ta) sont insensibles aux phénomènes d'altération, et qu'ils constituent donc une signature plus sûre que le rapport équivalent (La/Sm)_N.

II-2-8- Remarque à propos des LILE et représentation graphique de l'altération (BIENVENU et al., 1990).

Les éléments alcalins Rb, K, Cs de degré d'oxydation +1 et les alcalino-terreux Ba, Sr de degré d'oxydation +2 manquent d'électrons sur les couches électroniques externes, ce qui rend impossible toute stabilisation en champ cristallin. Ils sont très sensibles à l'altération par l'eau de mer (JORON et al., 1977). BOUGAULT et al. (1979) montrent, par des analyses de basaltes légèrement altérés, que le K₂O varie d'un facteur 2, le Rb d'un facteur 5 et le Cs d'un facteur 14 ; en revanche le Ta et le La restent inertes. Aussi, ces éléments : Rb, K, Cs sont considérés comme éléments volatiles c'est à dire des éléments qui se sont appauvris au cours de l'accrétion de la terre. Par conséquent, il s'avère délicat de leur fixer une valeur de normalisation qui reflète la composition de la terre et les phénomènes liés à la création de la croûte océanique. Ces éléments ne sont donc pas présentés, par exemple, dans les diagrammes normalisés multi-éléments conçus par BOUGAULT et al (1985).

Leur mobilité rend imprudente leur utilisation dans le cas du paléovolcanisme, pour permettre la définition de la source mantellique de la série et la mise en évidence d'une éventuelle contamination par du matériel crustal.

Certains de ces éléments, en raison de leurs propriétés chimiques analogues (rayon ionique, charge), peuvent se substituer à d'autres éléments dans la phase minérale (cas des éléments Rb-K et Sr-Ca).

Dans le présent travail, afin de faire un bilan sur la mobilité des éléments nous appliquerons la méthode de BIENVENU et al. (1990) qui consiste à traiter le comportement relatif des éléments hygromagmaphiles terres rares et non terres rares au cours de l'altération à basse température de basaltes océaniques. Le bilan des échanges chimiques entre la roche et l'eau de mer est dressé sur un spectre où figurent en abscisse tous les éléments (majeurs et traces) et en ordonnée le log du rapport de concentration de l'élément de produit altéré

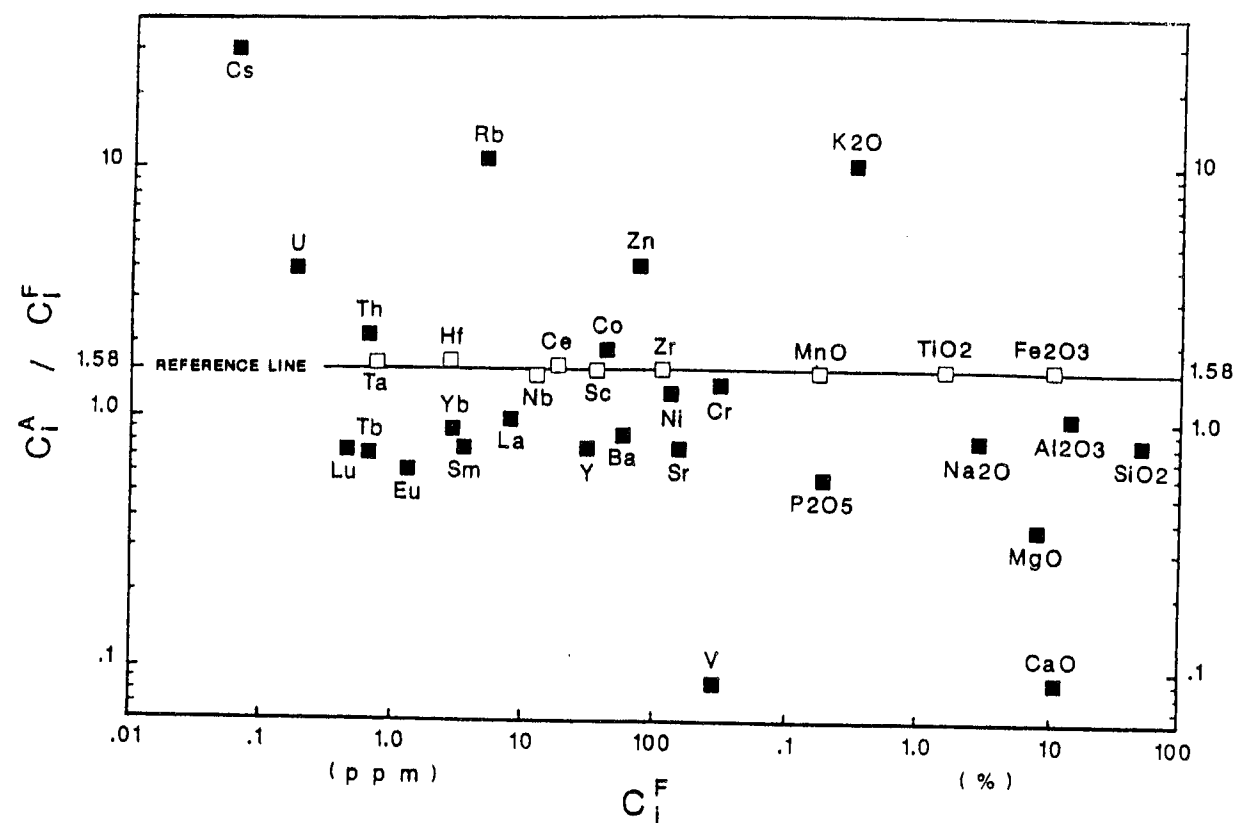


Fig.IV-6 : Diagramme multi-éléments du verre altéré normalisés au verre frais de même échantillon 2IID35-5 (BIENVENU et al., 1990). C_j^F : Concentration de l'élément j dans le verre frais. C_i^A : Concentration de l'élément i dans le verre altéré. Les éléments immobiles (carré blanc) placés le long de "la ligne de référence" correspondent à la moyenne du rapport C_j^A / C_i^F . Les éléments mobiles (carré noir) sont placés soit au dessus (apport) soit en dessous (perte) de cette ligne de référence.

(palagonite) sur la concentration de l'élément du même verre basaltique frais (Fig.IV-6). Dans cet exemple, la ligne de référence du rapport cité ci-dessus est égale à 1,58. Tous les éléments se trouvant en dessous de cette ligne indiquent donc un départ, tandis que les éléments se trouvant au dessus montrent un apport de l'élément considéré. Les résultats obtenus par ces auteurs mettent en évidence que : Y et les terres rares (sauf Ce) sont partiellement évacués (>30%) tandis que les HFSE (Zr, Nb, Hf, Ta) conservent un comportement inerte ; Th semble être légèrement enrichi dans les produits d'altération, qui s'explique par un piégeage de cet élément à partir de l'eau de mer. A partir de cette étude, BIENVENU et al. (1990) suggèrent les rapports de concentration (Ta/Hf)N ou (Nb/Zr)N comme la signature la plus sûre pour déterminer le caractère "enrichi" ou appauvri" des sources mantelliques des magmas. C'est ce que nous utilisons ici.

III- RAPPEL GÉNÉRAL SUR LES THOLEITES ET LES MAGMAS A SIGNATURE "OROGENIQUE"

Les laves dévono-dinantiennes de la Meseta occidentale et orientale présentent respectivement, au premier abord, les caractéristiques des magmas des sites distensifs et des magmas des zones orogéniques. Avant d'entamer leur étude géochimique nous sommes donc amené à rappeler brièvement les caractéristiques géochimiques essentielles de ces deux magmas.

III-1- Les tholéïtes des sites distensifs ou intraplaque

Les tholéïtes des provinces tholéïtiques sont des roches saturées à sursaturées en silice et à olivine normative (YODER et TILLY, 1962). Elles présentent de faibles teneurs en éléments incompatibles et leur évolution magmatique se manifeste par une augmentation de Fer. Les tholéïtes sont diversifiées en fonction des processus pétrogénétiques et des contextes géodynamiques. Voici quelques caractéristiques essentielles.

- **Les MORB** : les dorsales océaniques, zones d'expansion océanique sont le lieu d'éruption de Basaltes des Rides Médio-Océaniques (MORB), qui sont les produits de fusion d'un manteau péridotitique. Ces MORB sont caractérisés par des teneurs très faibles en éléments incompatibles, notamment de type LILE et par des spectres de Terres Rares généralement "appauvris", mais il existe des MORB à spectre "enrichis", d'où le terme de MORB-N (appauvris) et de MORB-E (enrichis) (SAUNDERS et TARNEY, 1985 ; BOUGAULT et al., 1985 ; SAUNDERS et al., 1988). Certains MORB à spectres appauvris présentent des anomalies négatives en Ta et en Nb (BOUGAULT, 1980 ; SAUNDERS et al., 1986 ; ROMEUR, 1987 ; DOSSO et al., 1988).

- **Les OIB** : les tholéïtes des contextes intraplaques océaniques ou basaltes des îles océaniques (OIB) ont des spectres de Terres Rares plus enrichis que ceux des MORB ; leurs

teneurs en éléments incompatibles (Th, Ta, Nb, Ce) sont 50 à 200 fois celles des chondrites, et 10 à 20 celles des chondrites pour les terres rares lourdes.

Les tholéïtes des contextes intraplaques continentales sont plus variées que les types précédents. En général, il s'agit de magmas proches des MORB enrichis ; la contamination crustale influence leur signature isotopique (THOMPSON et al., 1983) d'où leurs enrichissements très variables en éléments de type LILE.

- Les "basaltes d'arrière-arc" (BABB : back arc basin basalts), sont des tholéïtes présentant des caractéristiques intermédiaires entre les MORB (généralement de type appauvri) et les tholéïtes d'arc (IAV) ; en particulier, ils présentent de faibles anomalies négatives en Ta et Nb. Les caractéristiques géochimiques des basaltes varient progressivement suivant l'évolution des bassins marginaux et leur signature géochimique évolue depuis le pôle tholéïtique d'arc jusqu'au type MORB (SAUNDERS et TARNEY, 1984 ; BOESPFLUG, 1990).

III-2- Les "magmas orogéniques"

III-2-1- Définition

Le terme de magma "orogénique", couramment employé dans la littérature (MAURY, 1984 ; GILL, 1981) exprime la localisation de ces magmas dans des zones de convergence de plaques, c'est à dire dans des zones orogéniques. Ainsi, ce terme définit des caractéristiques magmatiques par une situation géodynamique particulière. Cette pratique ne pose guère de problème dans l'actuel, où la position des séries magmatiques par rapport aux frontières de plaques est évidemment connue. Elle s'avère délicate dans les séries anciennes, où l'un des buts de l'étude géochimique des séries magmatiques est, précisément, de reconstituer leur environnement géodynamique. L'emploi du terme "orogénique" suppose donc le problème résolu. Cependant, nous nous confirmerons à un usage répandu, sans que l'emploi du qualificatif "orogénique" implique d'emblée une situation d'arc insulaire ou de marge active hercyniennes.

III-2-2- Distinction des magmas "orogéniques" et tholéïtiques

Comparés aux magmas associés aux autres contextes géodynamiques (zones d'accrétion, rifts, points chauds), les magmas "orogéniques" sont pétrologiquement et géochimiquement diversifiés. Cette diversité est reflétée par les énormes variations des teneurs en éléments incompatibles à grand rayon ionique, en particulier le potassium (K₂O ou K) qui constitue un paramètre de classification des roches "orogéniques" (PECCERILLO et TAYLOR, 1976 ; MAURY, 1984). Ainsi, alors que les tholéïtes d'arc (IAT) sont pauvres en K₂O (<0,8 % pour 57 % SiO₂), les séries calco-alcalines ont des teneurs moyennes (0,8 à 1,7 % pour 57

% SiO₂) les séries calco-alcalines potassiques ont de fortes teneurs en K₂O (1.7 à 3.2 % pour 57 % SiO₂) et les séries shoshonitiques ont des teneurs en K₂O supérieures (> 3,2 pour 57 % SiO₂). L'enrichissement en alcalins et alcalino-terreux par rapport aux terres rares est une des caractéristiques des magmas "orogéniques". Ces magmas montrent d'autres caractères géochimiques qui les distinguent nettement des MORB :

- un enrichissement en U, Th, Pb par rapport aux terres rares.
- de fortes anomalies négatives en Nb, Ta, Ti, par rapport au TR légères (La, Ce), témoignant d'un appauvrissement particulier en élément HFSE (Ta, Nb, Zr, Hf), Ti et V.

Le comportement des TR légères par rapport aux TR lourdes est très variable. Les spectres normalisés multi-éléments des tholéïtes d'arc (arc de Tonga et de Sandwich : EWART et HAWKESWORTH, 1987 ; SAUNDERS et TARNEY, 1984) sont appauvris en TR légères et ressemblent aux MORB, les andésites des arc de Vanautu ont des spectres presque plats et légèrement enrichis (BRIQUEU et al., 1984), tandis que les basaltes shoshonitiques et/ou potassiques (cas de l'arc Eolien : ELLAM et al., 1989) sont nettement plus enrichis en TR légères par rapport au MORB. Au sein du même volcan on observe différents types de spectres.

III-2-3- Les anomalies

Les anomalies spécifiques aux magmas "orogéniques" sont mises en évidence sur les diagrammes normalisés multi-éléments. Elles reflètent soit le déficit, soit le fractionnement de certains éléments dans des minéraux. Par exemple les feldspaths fractionnent Eu lorsqu'il est bivalent, et on parle alors d'anomalie négative. L'anomalie négative en Ti et/ou V est indicatrice du fractionnement des oxydes titanés (BOUGAULT, 1980 ; BRIQUEU et al., 1984). Cette anomalie n'est pas toujours caractéristique des magmas "orogéniques", car elle est présente dans des magmas intraplaques (la chaîne des Puys : EL AZZOUZI, 1981 et dans les tholéïtes continentales archéennes de l'Afrique du Sud : MARSH, 1989). En revanche, les anomalies négatives en Nb-Ta et positive en Th sont systématiquement présentes dans les laves orogéniques des zones de subduction (BRIQUEU et al., 1984).

III-2-4- Les interprétations

Les origines géochimiques des magmas "orogéniques" sont complexes et font toujours l'objet de nombreuses discussions. En effet, il est admis que la fusion d'une source mantellique est à l'origine des magmas d'arc et que cette source est généralement de type péridotite harzburgitique très résiduelle (MAC CULLOCH et GAMBLE, 1991 ; MAURY et al., 1992). Des exemples de fusion de croûte océanique jeune ont également été observés (DEFANT et DRUMMONT, 1990) ; PEARCE et al. (1984) ; HARRIS et al. (1986) ont pu montrer dans certains cas l'intervention de l'anatexie de croûte supérieure ou inférieure.

L'imprégnation du manteau péridotitique par des fluides libérés par la déshydratation de la plaque subductée (eau provenant de la déstabilisation des amphiboles, de la croûte altérée et des sédiments) est un processus appelé "métasomatose" ; les fluides ont pour effet d'abaisser la température de fusion du manteau et cette fusion est contrôlée par la pression, la température et la présence d'eau présentes dans les zones orogéniques.

La nature du vecteur de la métasomatose demeure discutée. En effet, la déshydratation d'une plaque subductée engendrerait deux types d'agents métasomatiques migrant depuis la plaque subductée jusqu'au manteau subarc et modifiant la composition de ce dernier :

- *- des fluides exerçant une contamination sélective du manteau (contamination en éléments très incompatibles : K, Cs, Rb, Sr, Ba, U, Th, La, Ce).

- *- des liquides magmatiques d'origine anatectique résultant de la fusion de la plaque plongeante.

Par conséquent deux hypothèses s'imposent pour expliquer la signature géochimique "orogénique" des magmas des zones de subduction :

- des fluides hydratés provenant de la déshydratation de la croûte océanique subductée qui sont le processus principal et direct de la contamination de la source mantellique (TATSUMI et al., 1986 ; SAKUYAMA et NESBITT, 1986 ; RYERSON et WATSON, 1987 ; VIDAL et al., 1989 ; MAC CULLOCH et GAMBLE, 1991 ; MAURY et al., 1992).

- une métasomatose par interaction magma-manteau (KELEMEN et al., 1990 ; PARKINSON et al., 1992 ; PEARCE, 1992).

Examinons successivement chacune de ces hypothèses.

a- Métasomatose par des fluides

Les magmas "orogéniques" d'arc se caractérisent par la présence de minéraux hydroxylés (amphiboles, biotites) reflétant les teneurs importantes en éléments volatils dans ces magmas. De nombreux auteurs parmi lesquels GILL (1981) et ARCULUS et POWELL (1986), interprètent l'origine de ces compositions enrichies en éléments volatils par l'intervention de fluides hydratés issus de la plaque subductée. L'étude des xénolites de péridotites dans les laves de Baotan (Philippines) contenant des veines de minéraux hydroxylés (phlogopite) riches en alcalins plaide en faveur de l'existence de phases fluides dans les zones de subduction (VIDAL et al., 1989, MAURY et al., 1992).

La métasomatose a pour effet de modifier les caractéristiques géochimiques du manteau, qui s'enrichit en éléments les plus solubles (LILE) relativement aux terres rares. TATSUMI et al. (1986) ont montré expérimentalement que la transformation de minéraux hydratés (les principaux minéraux sont les micas et les amphiboles) en minéraux non hydratés produit des fluides enrichis en LILE, et La. Ces auteurs constatent que la solubilité et l'enrichissement des éléments les uns relativement aux autres est fonction de rayon ionique ; ainsi le Cs est l'élément le plus enrichi par rapport au K et Rb et les LILE sont plus enrichis que La. Cet ordre s'accorde

avec l'enrichissement relatif des éléments, observé dans les laves primitives des zones de subduction (MAURY et al., 1992). Ainsi, les éléments à faible rayon ionique (Ta, Nb, et dans une moindre mesure, Zr et Hf) ne seront pas lessivés par les fluides hydratés et restant dans la croûte océanique subductée résiduelle, d'où l'appauvrissement en ces éléments (surtout Ta et Nb) qui se traduit par des anomalies négatives dans les magmas orogéniques des zones de subduction. Toutefois Ti qui a un rayon plus petit que celui du Ta et Nb, ne présente pas systématiquement une anomalie négative et plus accentuée que celle en Ta et Nb et son comportement reste ambigu.

Récemment, TATSUMI (1989), TATSUMI et MURASAKI (1990) montrent que la déshydratation de la croûte océanique pendant sa subduction se produit à des faibles profondeurs, inférieures à 50 km (zone avant-arc) (Fig.IV-7). Les fluides imprègnent le manteau péridotitique subarc, au-dessus de la plaque subductée, ce qui hydrate les péridotites. La convection entraînerait ces matériaux mantelliques à des profondeurs plus importantes, dans un mouvement qui s'effectue parallèlement à celui de la plaque subductée. A une profondeur voisine de 110 km, à l'aplomb du front volcanique, s'effectue la déstabilisation de l'amphibole et de la chlorite présentes dans ces péridotites, ce qui provoquerait la formation de fluides. La fusion partielle du manteau subarc sous l'action de l'arrivée de ces fluides conduit alors à la genèse de magmas orogénique d'arcs.

b- Métasomatose par des liquides magmatiques

Le modèle basé sur la métasomatose du manteau subarc par des magmas issus d'une fusion partielle de la plaque subductée a été proposé par WYLLIE et SEKINE, 1982 ; RINGWOOD, 1990). Récemment, RYERSON et WATSON (1987) ont effectué une étude expérimentale sur les conditions de formation de minéraux riches en Ti (rutil, ilménite, sphène, pérovskite) et ils montrent que 5 à 10% de fusion de la plaque subductée dans des conditions hydratées engendre des liquides acides saturés en rutil. Ces liquides seraient enrichis en éléments très incompatibles et appauvris en Nb, Ta, Zr, Hf. Les anomalies négatives en Nb-Ta des magmas d'arc peuvent donc également s'expliquer par un tel modèle. En remontant, ces liquides magmatiques acides contamineraient le manteau subarc et provoqueraient sa fusion d'où la genèse des laves "orogéniques" des zones de subduction.

Dans la même idée, le modèle de WYLLIE et al. (1989) suggère l'existence de fluides issus de la déshydratation de la plaque subductée qui affectent la zone avant-arc. Tout comme dans le modèle de TATSUMI, ces fluides ne produisent aucun magma à partir de la fusion du manteau sus-jacent. Ces auteurs pensent que si la croûte océanique subductée est suffisamment chaude, l'eau contenue dans les amphibolites de la lithosphère subductée contribue à la fusion de divers matériaux subductés et, notamment, de sédiments ; donc des magmas siliceux sont générés à la profondeur de 110 km environ, c'est à dire sous l'arc volcanique (Fig.IV-8). A

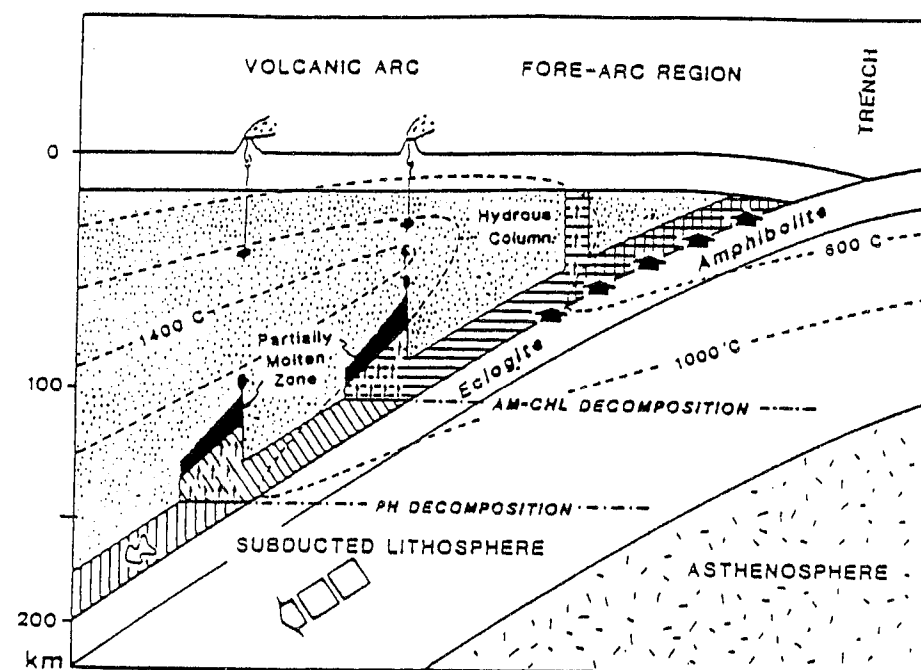


Fig. IV-7 : Modèle de TATSUMI (1989) montrant la génération des magmas dans les zones de subduction.

La déshydratation de la plaque subductée à des profondeurs très superficielles est à l'origine de la formation de péridotites hydratées au-dessus de cette plaque. L'enfoncement de ce manteau hydraté (mouvement parallèle à celui de la plaque) provoque à 110 km, à l'aplomb du front volcanique, la déstabilisation de l'amphibole (AM) et de la chlorite (CHL) contenues dans ces péridotites et, à 170 km (domaine arrière-arc), la décomposition de la phlogopite (PH). Il en résulte une fusion partielle du manteau sus-jacent, à l'origine respectivement des magmas d'arc et d'arrière-arc (TATSUMI, 1989).

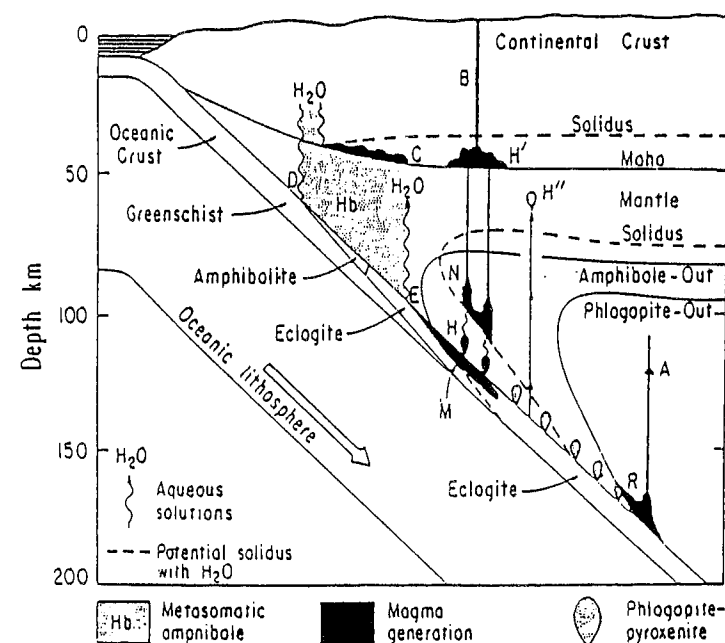


Fig. IV-8 : Modèle pétrogénétique de WYLLIE et SEKINE (1982).

Entre les points D et E, les fluides issus de la plaque subductée ne produisent aucun magma ; néanmoins, ils peuvent provoquer une fusion partielle à la base de la croûte continentale. La fusion de la plaque génère des magmas au point M. Une partie de ce magma remonte et est à l'origine de volcanisme d'arc. L'autre partie s'enfonce et forme des corps de phlogopite-pyroxénite dont la fusion, vers 170 km, donne naissance au magmatisme alcalin potassique arrière-arc (WYLLIE et SEKINE, 1982).

cette profondeur, une partie de ces magmas libère des fluides hydratés qui provoquent la fusion du manteau subarc d'où la genèse des magmas d'arc.

L'autre partie de ces magmas acides hydratés imprègne le manteau péridotitique pour former des corps de phlogopite-pyroxénite, qui seraient enfoncés par les mouvements de convection ; leur fusion s'effectue à des profondeurs d'environ 170 km.

Ce modèle nécessite une plaque océanique chaude donc jeune (âge inférieure à 25 Ma) : DEFANT et DRUMMOND, 1990), chose qu'on ne peut généraliser à tous les zones de convergence des plaques.

c- Les variations en potassium

L'origine des magmas très potassiques d'arcs insulaires a fait l'objet de discussion par plusieurs auteurs. Il semble que la variation des teneurs en potassium reflète soit la nature soit l'épaisseur de la croûte (MIYASHIRO, 1974 ; COULON et THORPE, 1981 ; GILL, 1981) ; mais ce type d'explication n'explique pas la variabilité reconnue au sein d'un même arc voire d'un même centre éruptif (par exemple, les Nouvelles Hébrides). L'arc de Japon constitue un exemple de variation des teneurs en potassium transversalement à l'axe de l'arc. SUGIMURA (1968), GORSHKOV (1970), HATHERTON et DICKINSON (1969), attribuent cette zonation magmatique à une diminution de la fusion partielle des sources des magmas, associée à une profondeur croissante du plan de Bénéioff.

D'autres auteurs (VARNE, 1985 ; VARNE et FODEN, 1986 ; SAUNDERS et al., 1980) suggèrent qu'un vieux manteau subcontinental correspondant à la partie du manteau sous-jacente à la croûte continentale et de nature plus enrichie, constitue la principale source du potassium.

ROMEUR (1991), dans son étude sur l'arc de la Sonde, attribue cette origine à la fusion de manteau enrichi indépendamment de la métasomatose directement liée à la subduction contemporaine du magmatisme. En effet, l'arc de la Sonde a été considéré comme un exemple classique où on remarque l'augmentation du potassium et des éléments incompatibles en traces dans les laves avec la distance du volcan par rapport au front de l'arc, et donc avec la profondeur croissante du plan de Bénéioff sous-jacent. On retrouve cette disposition en Indonésie, et dans les Petites Antilles (HUTCHISON, 1975, 1981 ; WHITFORD, 1975 ; WHITFORD et NICHOLLS, 1976). Dans les zones en arrière de l'arc de la Sonde s'exprime un magmatisme très potassique localisé à la verticale de grands accidents transverses (SOERIA-ATMADDJA et al., 1988). ROMEUR (1991) a considéré qu'il résulte de la nature de la source mantellique des magmas, pauvre en éléments incompatibles sous l'axe de l'arc et enrichie en ces mêmes éléments dans la zone arrière arc.

DUPRÉ et al. (1985), WHITE et al. (1985), WHITE et DUPRÉ (1986) et DEFANT et al. (1991) suggèrent que les variations des teneurs en K₂O et des éléments incompatibles le

long de l'axe de l'arc de la Sonde aussi semblent être principalement liées à la quantité variable de sédiments impliqués dans la subduction et à leur caractéristique isotopique.

D'autres auteurs proposent l'hypothèse de la contamination crustale avec l'épaisseur de la croûte continentale (MEEN, 1987) pour expliquer l'origine du volcanisme potassique.

Plus généralement l'enrichissement en K peut être aussi le résultat de la contamination crustale comme il a été observé dans des contextes de magmas anorogéniques où les tholéïtes continentales contaminées et ayant subi le processus d'assimilation couplée à la cristallisation fractionnée (A.F.C) (DE PAOLO, 1981) présentent des teneurs importantes en K₂O (THOMPSON et al., 1982 ; MARSH, 1989).

En résumé, l'ensemble des caractéristiques géochimiques en éléments en traces des magmas orogéniques d'arcs : rapports élevés en LILE / HFSE, Th ou U / HFSE, TR légère / HFSE, TR légères / TR lourdes, anomalies négatives en Nb-Ta et enrichissement en Th, U, Pb par rapport aux TR (par rapport aux MORB) serait plus probablement dû au fractionnement de ces éléments au cours de la production de fluides, générés par la déshydratation de la plaque subductée. L'origine de la variation du potassium au niveau des zones de subduction est plus complexe et demeure très controversée.

d- Roches "orogéniques" et zones de subduction

A côté des nombreux exemples, examinés plus haut, où un contexte de subduction active s'exprime, au plan magmatique, par la production de magmas "orogéniques", on trouve des roches "orogéniques" non liées apparemment à une zone de subduction.

En Méditerranée occidentale, l'étude effectuée par HERNANDEZ et al., (1987) montre que le magmatisme néogène betico-rifain dont la nature est calco-alcaline et calco-alcaline potassique est liée au mécanisme d'ouverture des bassins sédimentaires d'âge miocène supérieur, naissant dans une croûte dont la structure montre deux panneaux de part et d'autre de la limite ouest de la "bande décrochante". Ainsi ce volcanisme n'est pas lié à une zone de subduction car aucun argument ne permet de supposer qu'au Miocène supérieur a existé, lors de la formation des bassins et de volcanisme, une zone de convergence des plaques. Or, c'est ce même volcanisme d'âge miocène supérieur, postérieur aux phases alpines majeures a été attribué par d'autres auteurs à une subduction ancienne (WEZEL, 1971 ; AUZENDE, OLIVET et BONIN, 1973 ; OLIVET, AUZENDE, et COUTELLE, 1987 ; MASCLE et REHAULT 1991).

Cette hypothèse est actuellement très critiquée et reste encore en étude ; récemment COUTELLE (sous presse) interprète ce volcanisme néogène comme le reflet d'une dynamique profonde non liée à la collision alpine. Ceci dit, HERNANDEZ et al., (1987) pour expliquer l'existence de ce genre de magmatisme "orogénique" impliquant l'intervention de la croûte océanique et du manteau supérieur sus-jacent, suggèrent que ce phénomène est l'héritage de

l'histoire tectonique préexistante à des époques antérieures (Miocène supérieur : ROLAND et al., 1986 ; Crétacé terminal : PUGA, 1980 ; Jurassique : BOURGOIS, 1976). Dans la même idée, NELSON et al. (1986) en s'appuyant sur l'étude des isotopes Sr, Nd et Pb proposent que les caractéristiques géochimiques du magmatisme d'Espagne seraient dues à la métasomatose d'un manteau, type source MORB, par un matériel crustal continental. Ce manteau serait différent et remonté tectoniquement. Par ailleurs DE LAROUZIERE et al. (1988) en s'appuyant sur des données tectoniques, sédimentologiques et géophysiques, expliquent que ce volcanisme bétique, associé à une zone amincie avec un gradient géothermique élevé, est une expression d'une croûte chaude et mince. Ainsi, pour ces auteurs, il apparaît que les zones de subduction ne sont pas les seuls contextes géodynamiques où les magmas "orogéniques" se manifestent.

- En ce qui concerne **les contextes de collision**, l'exemple des zones de collision continentale en Turquie (Anatolie) et en Nord-Ouest de l'Iran (INNOCENTI et al., 1982) montre que le volcanisme d'âge calé entre l'Oligocène et le Quaternaire engendre des séries orogéniques typiques calco-alcalines et même shoshonitiques (HARRIS et al., 1986), avec dominance des roches andésitiques et dacitiques associées à des ignimbrites rhyolitiques comme ce qu'on observe en Meseta orientale.

- Par ailleurs, remarquons que **la contamination crustale** peut attribuer à des magmas anorogéniques certains caractères "orogéniques", C'est le cas des basaltes tertiaires de la province hébridienne en Ecosse (THOMPSON et al., 1982) dont les rapports élevés Th/Ta sont observés dans les échantillons contaminés dans la partie supérieure de la croûte continentale enrichie en Th. Ces auteurs constatent que les magmas contaminés par la croûte archéenne de faciès granulite montrent une remarquable anomalie négative en Nb-Ta et un important enrichissement en LILE (notamment en K). Au Maroc, les tholéïtes continentales triasico-liasiques montrent un enrichissement en LILE, une anomalie négative en Nb et des rapports isotopiques qui révèlent la présence d'un composant crustal (FIECHTNER et al., 1992). Ailleurs, les tholéïtes continentales archéennes de l'Afrique du Sud présentent des anomalies remarquables en Ti, V et Nb et un enrichissement en alcalins et alcalino-terreux. MARSH (1989) explique cette modification par le processus d'assimilation couplée avec la cristallisation fractionnée (DE PAOLO, 1981).

Il est donc clair que l'empreinte "orogénique", dont on peut montrer qu'elle est souvent liée, dans l'Actuel, aux zones de convergences de plaques, n'est pas nécessairement - en particulier pour les séries anciennes - liée à une subduction contemporaine du magmatisme.

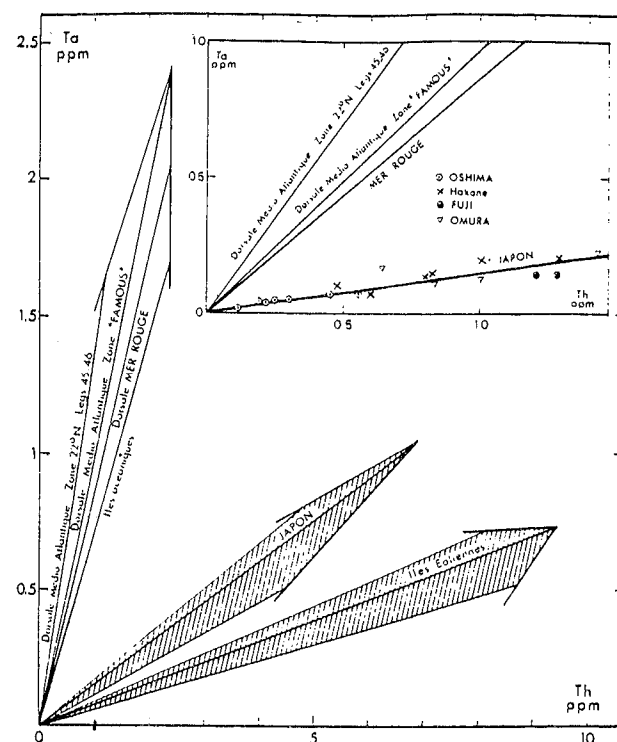


Fig. IV-9 :
Diagramme inter-éléments tantale-thorium généralisé, permettant une comparaison des corrélations entre ces deux éléments pour les volcanismes, des domaines d'expansion océaniques et des domaines de subduction (JORON ET TREUIL, 1977).

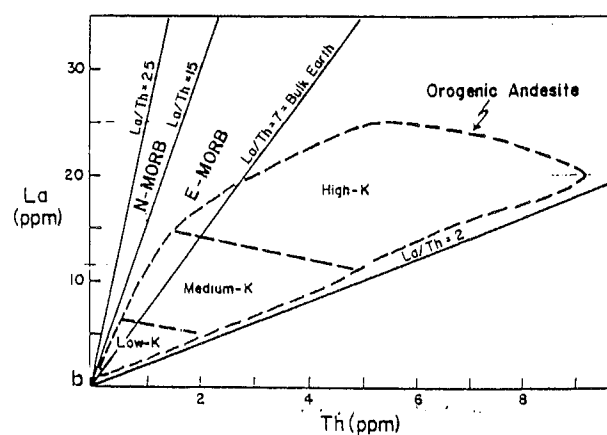
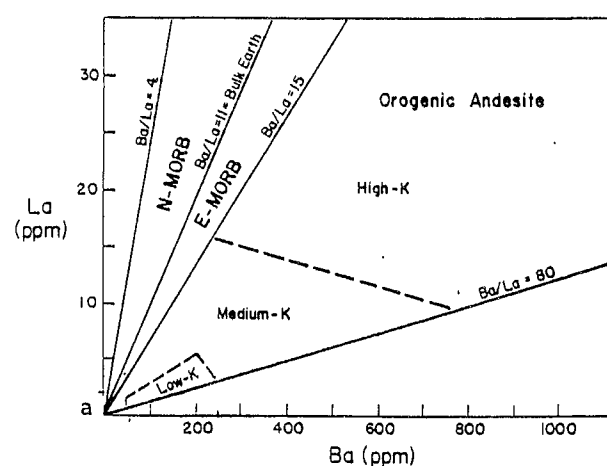
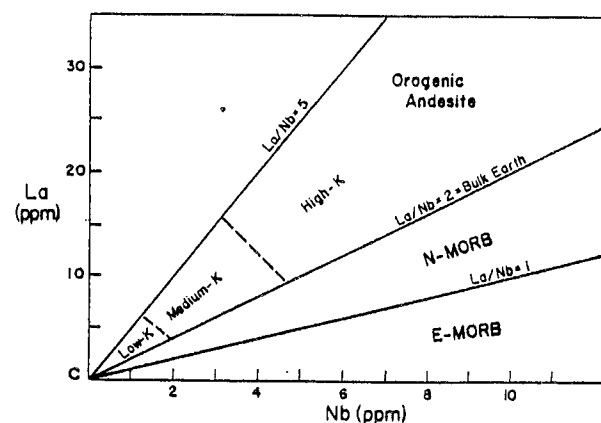


Fig. IV-10 :
Diagrammes discriminants La/Ba, La/Th, La/Nb de GILL (1981) pour les roches volcaniques.



III-3- Les outils géochimiques

Les outils géochimiques les plus discriminant utilisés en contextes de subduction-collision et de distension sont des diagrammes inter-éléments, les diagrammes normalisés multi-éléments, les spectres des terres rares et les diagrammes ternaires. Tous ces diagrammes ne font que traduire les mêmes propriétés, c'est-à-dire l'enrichissement ou non en LILE, Th, U, TR légères et le déficit ou l'excès en Nb, Ta, Ti, V etc...

a- Les diagrammes inter-éléments

On a vu que la genèse des magmas orogéniques d'arc est le résultat de la fusion partielle du manteau appauvri et métagénosé ; les fluides libérés à partir de la déshydratation de la plaque enfouie sont plus riches en LILE et relativement pauvres en HFSE (ces derniers sont insolubles dans les fluides), d'où l'obtention des liquides magmatiques présentant des rapports élevés de Th/Ta (> 5), La/Nb (compris entre 2 et 5), La/Ta (> 20), typiques et symptomatiques de toutes les laves des séries calco-alcalines orogéniques (TATSUMI et al. (1986), TATSUMI (1989), RYERSON et WATSON (1987), McCULLOCH et GAMBLE (1991), MAURY et al. (1992), McDERMOTT et al. (1993), HAWKESWORTH et al. (1993). Les diagrammes inter-éléments les plus utilisés sont d'abord celui de TREUIL et JORON (1975) de JORON et TREUIL (1977) en particulier celui du paramètre Ta en fonction de Th qui distingue nettement les laves orogéniques à rapport Th/Ta = 10 de celles des zones en distension dont le rapport Th/Ta est voisin de 1 (Fig. IV-9).

Les diagrammes inter-éléments de GILL (1981) sont souvent utilisés et ils font aussi apparaître le comportement des LILE (Ba), Th, HFSE (Nb), vis à vis de TR légère (La) (Fig. IV-10). Les magmas orogéniques à anomalie négative en Nb-Ta (visible sur les diagrammes normalisés multi-éléments) sont marqués par le rapport La/Nb compris entre 2 et 5, contre 1 et 2 pour les MORB-N. Remarquons que ce rapport est utilisé au même titre que le rapport La/Ta appliqué par JORON et al. (1978) pour séparer les laves orogéniques dont La/Ta > 20 des laves non orogéniques ou La/Ta varie entre 10 et 20.

b- Les diagrammes normalisés multi-éléments

L'intérêt de ces spectres normalisés multi-éléments est de visualiser rapidement le comportement relatif des éléments incompatibles et compatibles. L'appauvrissement relatif en Nb et Ta et l'enrichissement en Th typiques des magmas orogéniques ressort nettement dans les diagrammes normalisés multi-éléments par des pics descendants (anomalie négative en Nb-Ta) et des pics ascendants (anomalie positive en Th). L'enrichissement par métagénosé par des fluides est mis en évidence dans ces diagrammes normalisés soit au manteau primitif soit au

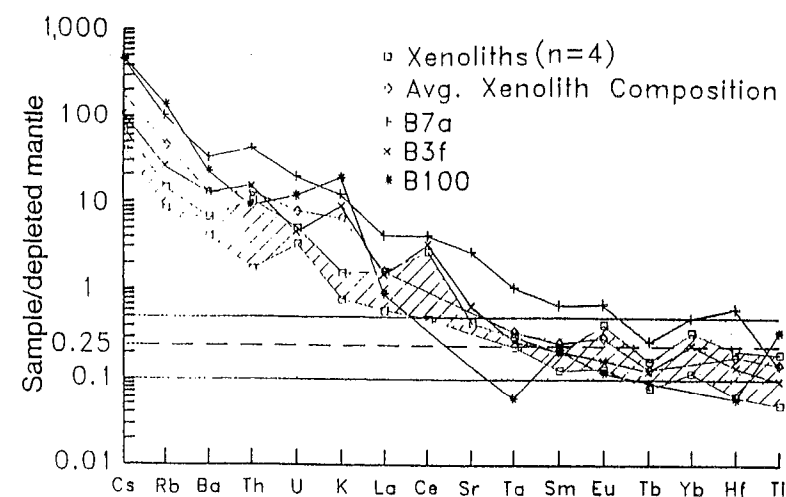


Fig. IV-11 : diagramme multi-éléments de xénolithe normalisés au MORB appauvri défini par WOOD (1979). Les éléments sont classés par ordre croissant d'enrichissement de la droite vers la gauche. La zone en pointillé correspond à celle du manteau appauvri avant la métasomatose (PMM), in MAURY et al. (1992).

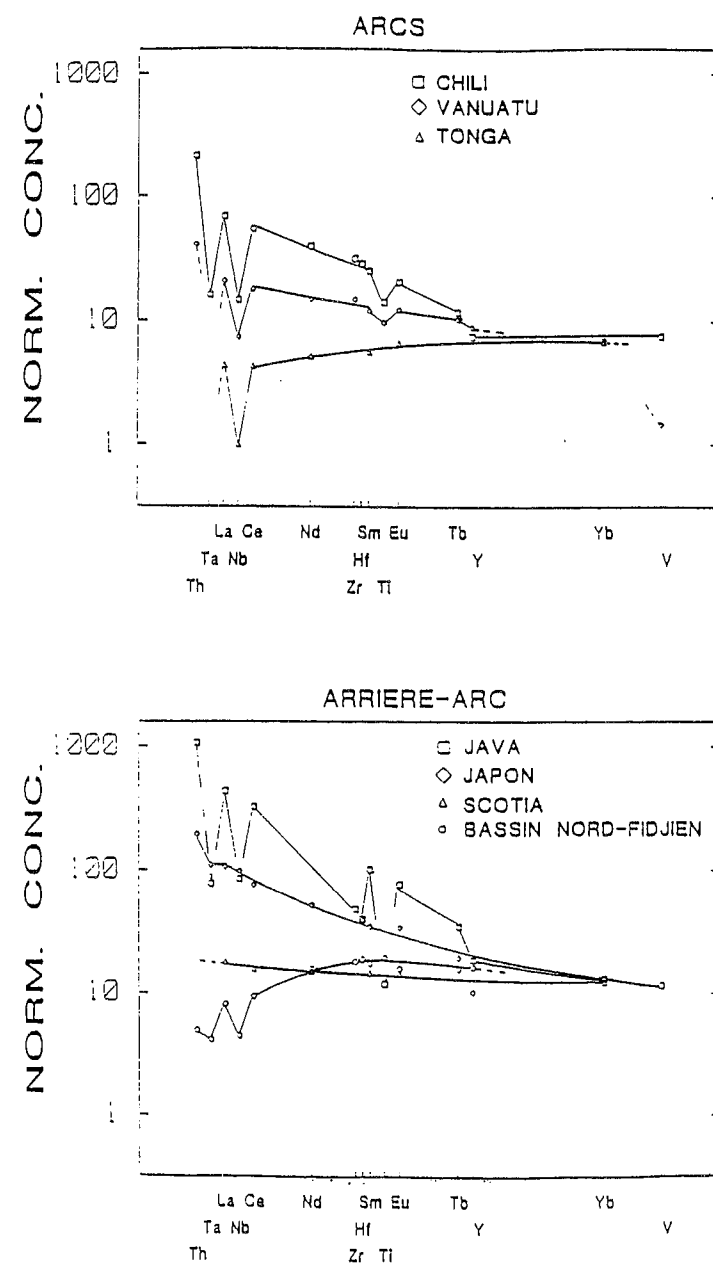


Fig. IV-12 : Diagrammes multi-éléments normalisés (BOUGAULT et al., 1985), rencontrés dans les arcs (figure du haut) et les bassins arrière-arcs (figure du bas). Les références sont les suivantes : Chili : HICKEY et al. (1986) ; Vanuatu : BRIQUEU et al. (1984) ; Tonga : OVERSBY et EWART (1972) ; Java : ROMEUR (1991) ; Japon : NAKAMURA et al. (1989) ; Scotia : SAUNDERS et TARNEY (1979) ; Bassin Nord-Fidjien : BOESPFLUG (1990).

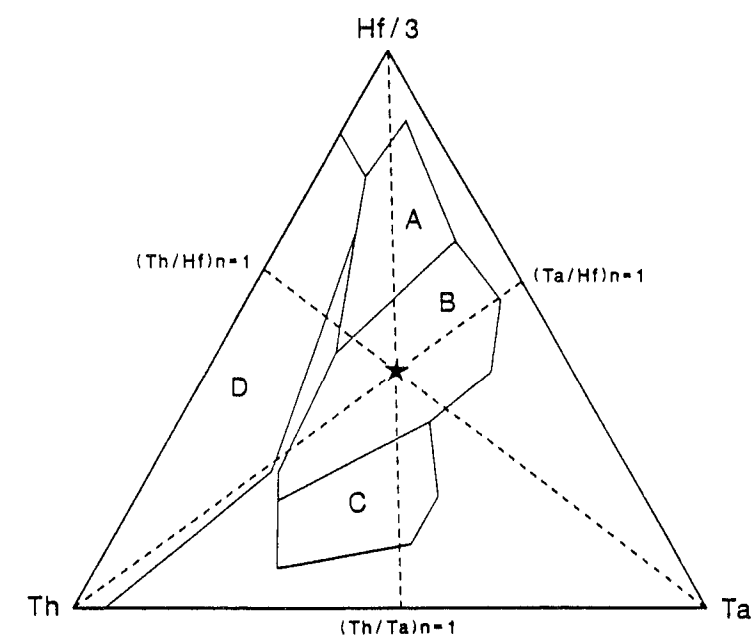


Fig. IV-13 : Diagramme triangulaire Th-Hf/3-Ta (modifié d'après WOOD, 1980). Les champs désignent : A : N-MORB, B : E-MORB et basaltes intraplaques tholéitiques, C : Magmas intraplaques alcalins, D : Magmas orogéniques. Les lignes en pointillés correspondent aux rapports chondritiques, permettant une comparaison directe avec les diagrammes multi-éléments normalisés. L'astérisque représente la composition chondritique.

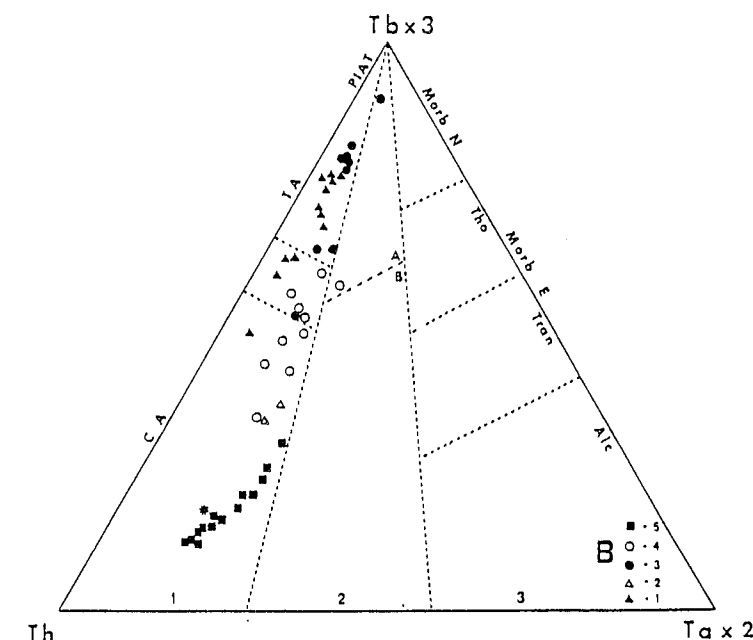


Fig. IV-14 : Diagramme triangulaire Th-Tb*3-Ta*2 (CABANIS, 1986) pour quelques séries volcaniques actuelles ou récentes associées à des sites géodynamiques variés. 1) Séries volcaniques des arcs insulaires et des marges continentales actives. 2) a - Séries volcaniques intracontinentales post-orogéniques ; b - Séries des bassins intra-arcs ou arrière-arcs proximaux. 3) Séries volcaniques associées aux zones en distension : rift continental ou océanique ou série intraplaque. B- 1,2) Tholéïtes d'arc et basaltes calco-alcalins des Nouvelles Hébrides, 3,4) Tholéïtes d'arc et basaltes calco-alcalins du Japon, 5) Andésites calco-alcalines du Chili.

MORB-N dont des éléments sont rangés par ordre croissant (de droite à gauche) de la solubilité des éléments et donc de rayon ionique (TATSUMI et al., 1986). Les roches ayant subi une métasomatose dessinent des courbes régulières et exponentielles décroissantes depuis Cs jusqu'au Ti (MAURY et al., 1992) (Fig.IV-11). A noter que les laves engendrées dans des zones de subduction et même dans les bassins arrière-arcs (BOESPFLUG, 1990 ; SAUNDERS et TARNEY, 1984) ont des teneurs variées en éléments en traces et notamment en terres rares légères qui évoluent entre 5 et 1000 fois celles de chondrites, d'où des spectres à allures variant depuis les spectres appauvris jusqu'aux spectres très enrichis (Fig.IV-12).

c- Les diagrammes triangulaires de discrimination géodynamique

Le diagramme triangulaire défini par WOOD et al. (1979) et WOOD (1980), de paramètre : $Th - Hf/3 - Ta$ (Fig.IV-13), malgré les critiques faites à son propos concernant la position des tholéites continentales contaminées par la croûte (TOMPSON et al., 1982), demeure le plus approprié pour la discrimination entre laves de différents sites géodynamiques. Pour s'affranchir de l'abondance naturelle de l'élément, l'auteur a été amené à diviser les teneurs en Hf par 3. Le déficit en Ta typique des magmas orogéniques apparaît clairement dans ce diagramme, ainsi que l'enrichissement en Hf par rapport au Ta. Récemment CABANIS (1986) a proposé le diagramme $Th - Tb \times 3 - Ta \times 2$ (Fig.IV-14) pour pallier en partie les imprécisions de diagramme triangulaire de WOOD. Ce diagramme a l'avantage d'impliquer le rapport Ta/Tb, utilisé au même titre que le rapport Nb/Y par PEARCE et CANN (1973) comme indicateur de l'alcalinité des magmas. De plus, il présente un domaine intermédiaire pour les magmas à valeur intermédiaire du rapport Th/Ta. Enfin, il permet la séparation des séries volcaniques non orogéniques d'affinité tholéitique, transitionnelle et alcaline et des séries volcaniques "orogéniques" d'affinité tholéitique ou calco-alcaline.

Notons que les deux diagrammes expriment clairement le déficit en Ta qui distingue les séries orogéniques des magmas des autres contextes (accrétion océanique, rift, point chaud).

Remarque : Divers diagrammes utilisent des éléments tel que Tb, Ta, Nb, Y. En absence de l'un d'eux nous sommes obligés de les remplacer en leur attribuant un coefficient fixé à partir de la valeur du rapport entre des éléments ayant le même comportement, par exemple $Y = Tb \times 44$ et $Nb = Ta \times 16$ (BOUGAULT et al., 1978)

CHAPITRE IV :

DES LAVES DEVONO-DINANTIENNES DE LA MESETA OCCIDENTALE

I - ANALYSE DES ÉLÉMENTS MAJEURS ET EN TRACES DES LAVES DE LA MESETA OCCIDENTALE

I-1- Le complexe magmatique des JBILETE centrales

Les roches magmatiques des Jbilette centrales se subdivisent en deux grands ensembles :

* Le premier ensemble est composé de rares roches ultrabasiques, des roches basiques (dominantes) et de roches intermédiaires (les diorites sont relativement peu fréquentes). Parmi ces roches, les coulées basaltiques ne sont pas observées.

* Le second ensemble est formé de roches volcaniques et hypovolcaniques acides. Ici les coulées rhyolitiques et ignimbritiques sont abondantes (Drâa Es Sfa, Koudiat Dlâa) par rapport au premier ensemble.

I-1-1- Les éléments majeurs des laves basiques

Mises à part les roches ultrabasiques (péridotite à olivine : Ech F-83-17, F 83-12 etc...), (Tab.IV-5) SiO_2 varie depuis 44,7 % jusqu'à des teneurs de diorite (53%). Ces dernières teneurs caractéristiques de magma intermédiaire correspondent à des roches incluses dans de grands sills où la différenciation par cristallisation fractionnée semble être le paramètre responsable de l'évolution depuis les roches basiques jusqu'aux roches intermédiaires. Les teneurs en TiO_2 (à l'exception des cumulats : $TiO_2 < 0,5$) varient de 1 à 2,5% ; les dolérites sont plus riches en titane car cet élément a des teneurs qui augmentent avec la différenciation magmatique comme dans les basaltes océaniques (Fig.IV-15). Les teneurs en Al_2O_3 sont très variables et habituellement comprises entre 14 - 15% ; les teneurs les plus élevées (17 à 20 %) sont observées dans les roches riches en phénocristaux de plagioclase (Euphotide, dolérite riche en plagioclase). Les cumulats à olivine ont de faibles teneurs : $Al_2O_3 = 7$ à 8 %. Les teneurs en Fe_2O_3 varient de 6 à 10 % ; les basses teneurs appartiennent aux euphotides. La moyenne est

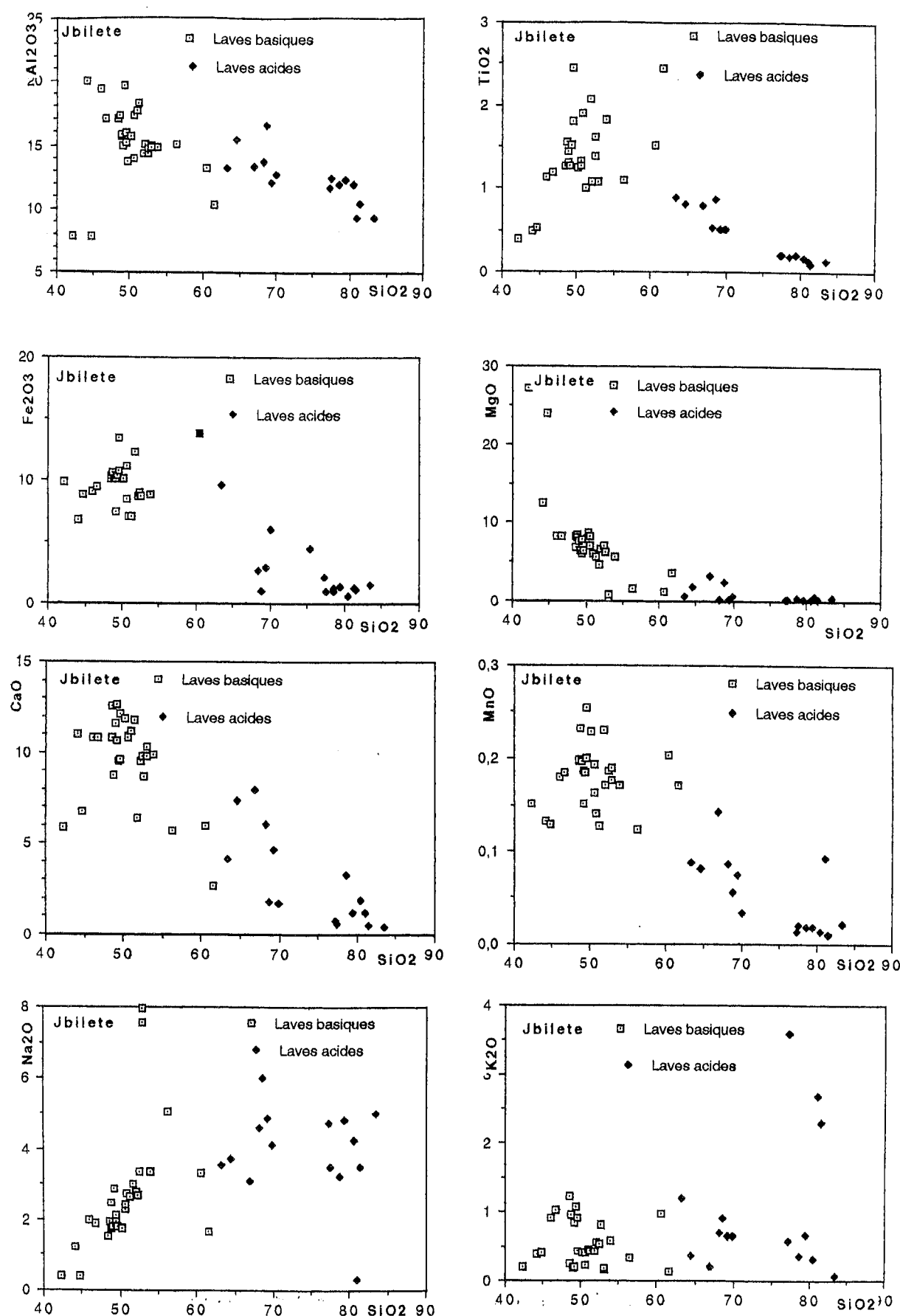


Fig.IV-15 : Diagrammes de HARKE de variation des oxydes en fonction de SiO_2 pour les roches magmatiques des Jbilet centrales.

de 9 à 10 %. Les teneurs augmentent pendant la première phase de la différenciation comme dans les tholéïtes typiques (Fig.IV-17). La teneur en MgO décroît régulièrement avec le processus de la différenciation magmatique (Fig.IV-15) ; dans les cumulats à olivine elle varie de 12 à 27%. Dans les roches basiques ces teneurs sont comprises entre 6 et 8%. La teneur en CaO en moyenne varie de 9 à 11 % ; elle est faible (= 6 %) dans les roches ultrabasiques et dans les filons plus différenciés de diorite. Na_2O a des teneurs comprises entre 1 et 3% qui augmentent régulièrement avec la différenciation magmatique (Fig.IV-15). Cet élément est particulièrement abondant (2 à 3%) dans les roches albitisées dont la perte au feu est élevée. K_2O a des teneurs faibles (< 1.2), ce qui est une caractéristique des roches magmatiques des Jbilet centrales. La teneur en P_2O_5 est variable et souvent est très faible.

Toutes les roches basiques des Jbilet centrales proviennent de magmas saturés à sursaturés. Ce sont des tholéïtes à olivine et hypersthène normatifs et des tholéïtes à hypersthène et quartz normatifs (Fig.IV-16). Ces caractéristiques en font des roches tholéïtiques au sens de YODER et TILLEY (1962)

I-1-2- Les éléments majeurs des laves acides

Ce deuxième ensemble est composé de roches acides, intrusives (filon) ou en coulées rhyolitiques et ignimbritiques.

Dans cet ensemble sont incluses les roches intermédiaires (diorite quartzique dont la composition en silice varie de 60 à 63,3% : (Tab.IV-5). Dans les diorites les plus acides TiO_2 est compris entre 0,8 et 1,5% et la moyenne pour Al_2O_3 est de 13%. Dans la Ferro-diorite, Fe_2O_3 atteint 13,8%, MgO est compris de 0,6 à 1,1%, la moyenne de CaO est de 5%, celle de Na_2O est de 3,5% et celle de K_2O varie de 0,9 à 1,8%.

Les roches acides à hyperacides dont les teneurs en SiO_2 sont supérieures à 66% ont une teneur en SiO_2 qui varie de 68% à 81%. On distingue :

* Les granophyres (trondhémites : AARAB, 1984) qui répondent aux critères suivants : quartz $\geq 20\%$; feldspath potassique < 10% ; index de coloration < 10% et sont caractérisées par des teneurs faibles en K_2O (< 1%) et par la moyenne de CaO égale à 4 %. Dans ces roches (ex : sill d'El Mnâa), on constate des teneurs faibles en Fe_2O_3^* , MgO , MnO et en TiO_2 (< 0,6%), modérées en Al_2O_3 et très élevées en Na_2O 4 à 5 %, alors que K_2O reste faible (< 1 %)

* Les rhyolites ignimbritiques ou kératophyres sodi-potassiques se distinguent des précédentes par la faible teneur en CaO (1 à 1,5%), par K_2O élevé (3 à 4 %) et TiO_2 < 0,2%. Les éléments ferromagnésiens (Fe_2O_3 , MgO et MnO) sont très faibles, leur somme ne dépassant pas 3%. Na_2O est élevé et varie de 3 à 4%. Certains filons aplitiques sont très acides ($\text{SiO}_2=80\%$) et moins potassiques mais très sodiques ($\text{Na}_2\text{O}=4$ à 5%).

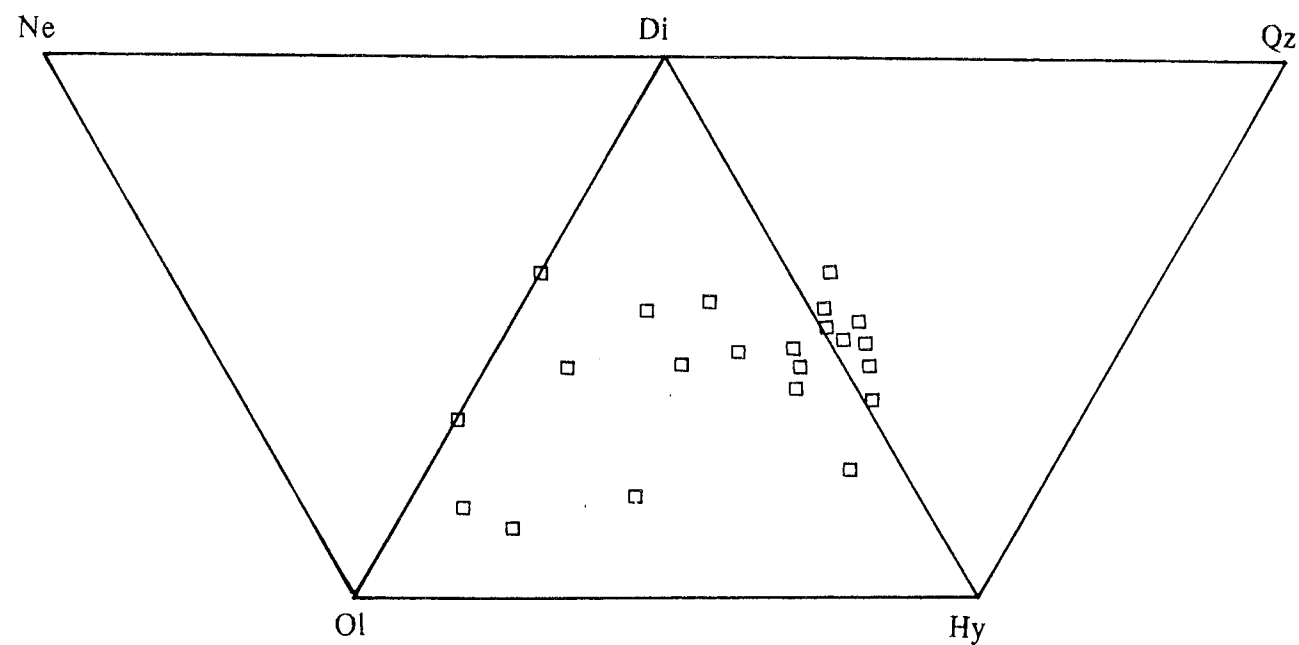


Fig.IV-16 : Position des roches magmatiques des Jbilette centrales dans le diagramme (YODER et TILLY, 1962) à paramètres les minéraux normatifs : Ne=néphéline, Ol=olivine, Hy=hypersthène, Qz=quartz.

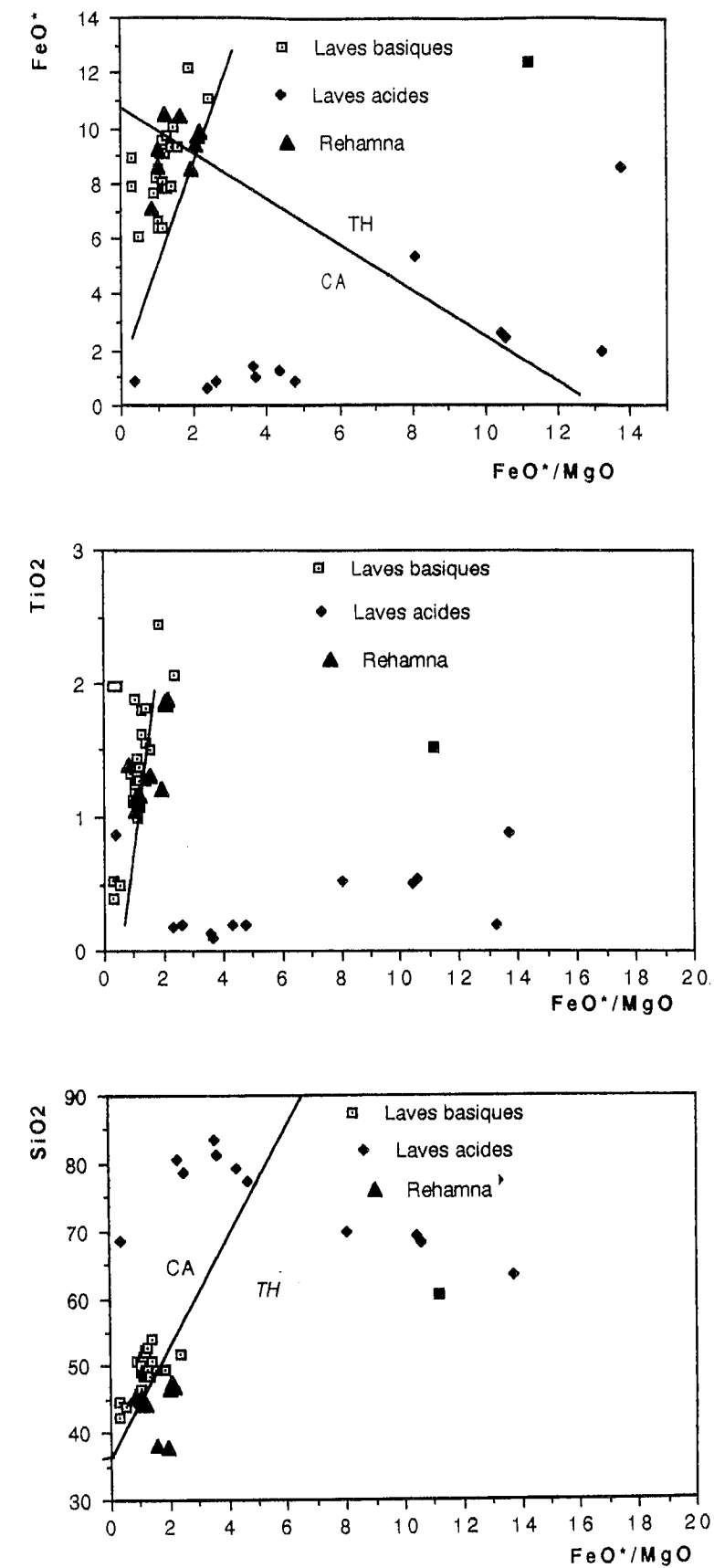


Fig.IV-17 : Diagrammes de MYASHIRO (1975) à paramètres SiO_2 , FeO^* (Fer total), TiO_2 en fonction de l'indice de différenciation FeO^*/MgO pour les roches magmatiques des Jbilette centrales. FeO^* : Fer total exprimé sous forme d'oxyde ferreux ; Th : série tholéitique ; CA : série calco-alcaline ; T-A : Tholéites abyssales.

Apport des diagrammes de MIYASHIRO (1975) (Fig.IV-17)

L'avantage des diagrammes binaires de Miyashiro est d'utiliser les éléments tels que MgO, FeO* (Fer total sous forme de FeO), TiO₂ et SiO₂ qui sont moins sensibles à l'altération, le paramètre le plus important étant le rapport FeO*/MgO en abscisse. Ce rapport tend à augmenter avec la différenciation. Les paramètres en ordonnée sont : TiO₂, FeO* et SiO₂. Ces diagrammes permettent de distinguer les laves de nature tholéitique des laves calco-alcalines. Les roches basiques des Jbilette centrales se mettent sans ambiguïté dans le domaine tholéitique et suivent la ligne évolutive des tholéïtes typiques (Fig.IV-17).

Dans les diagrammes FeO* en fonction de FeO*/MgO et SiO₂ en fonction de FeO*/MgO (Fig.IV-17), les roches magmatiques acides des Jbilette centrales (rhyolite ignimbritique, keratophyres sodi-potassiques et certains filons d'aprites) montrent une affinité calco-alcaline, tandis que certaines roches acides (granophyres ou trondhjemites) sont d'affinité tholéitique comme les roches basiques qui leurs sont associées (sill d'El Mnâa).

Dans le diagramme TiO₂ en fonction de FeO*/MgO toutes les roches acides suivent plutôt l'évolution des séries calco-alcalines.

Diagramme A.F.M. (NOCKOLDS et ALLEN, 1953) (Fig.IV-18)

Dans ce diagramme, les points représentatifs des roches basiques s'alignent parallèlement au côté M.F. du diagramme avec un enrichissement remarquable en fer comme dans les séries tholéitiques. Les points représentatifs des roches acides s'alignent sur les séries calco-alcalines et tendent ainsi vers le pôle des alcalins.

Diagramme K₂O/SiO₂ (PECCERILLO et TAYLOR, 1976) (Fig.IV-19)

Dans ce diagramme et compte tenue de la faible teneur en K₂O des roches acides (Throndjémites), les points se placent dans le domaine des séries tholéitiques d'arc. Les roches keratophyres sodi-potassiques se placent dans le domaine des séries calco-alcalines.

En résumé, les roches magmatiques des Jbilette centrales forment deux groupes de roches :

- un groupe de roches basiques et intermédiaires appartenant à une série tholéitique.
- un groupe de roches acides appartenant à une série calco-alcaline (orogénique).

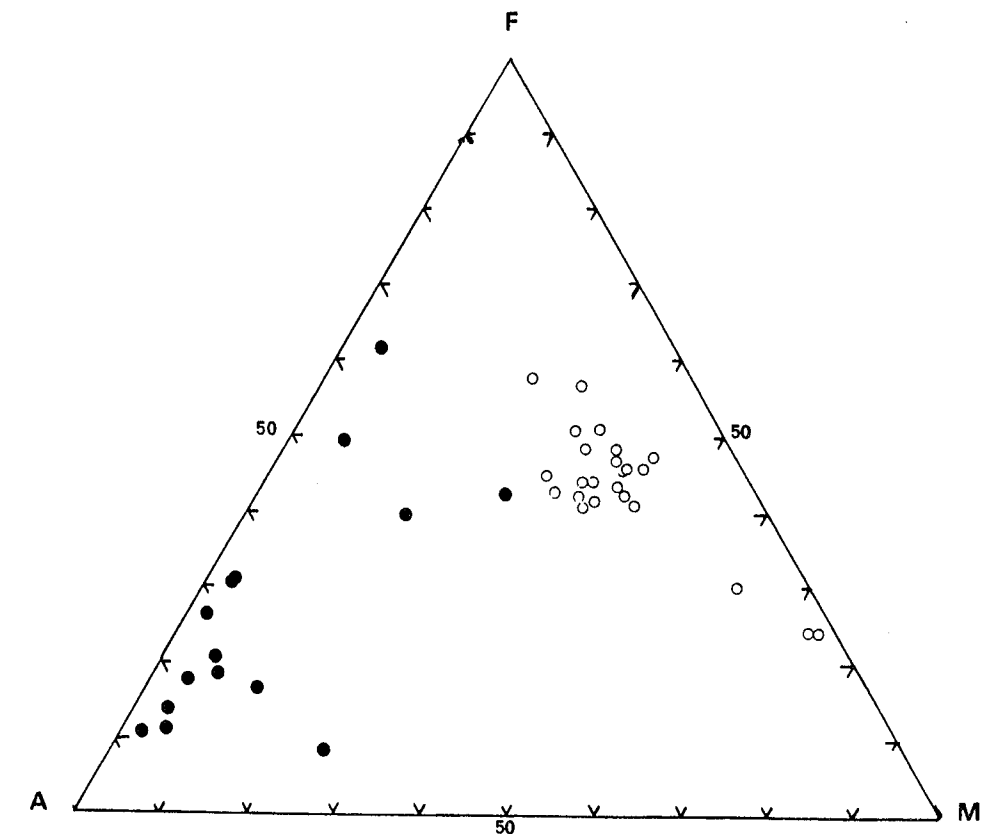


Fig.IV-18 : Diagramme A.F.M de NOCKOLDS et ALLEN (1953) pour les roches magmatiques des Jbilette centrales.
A=Somme des alcalins ; F=Fer total ; M=MgO.

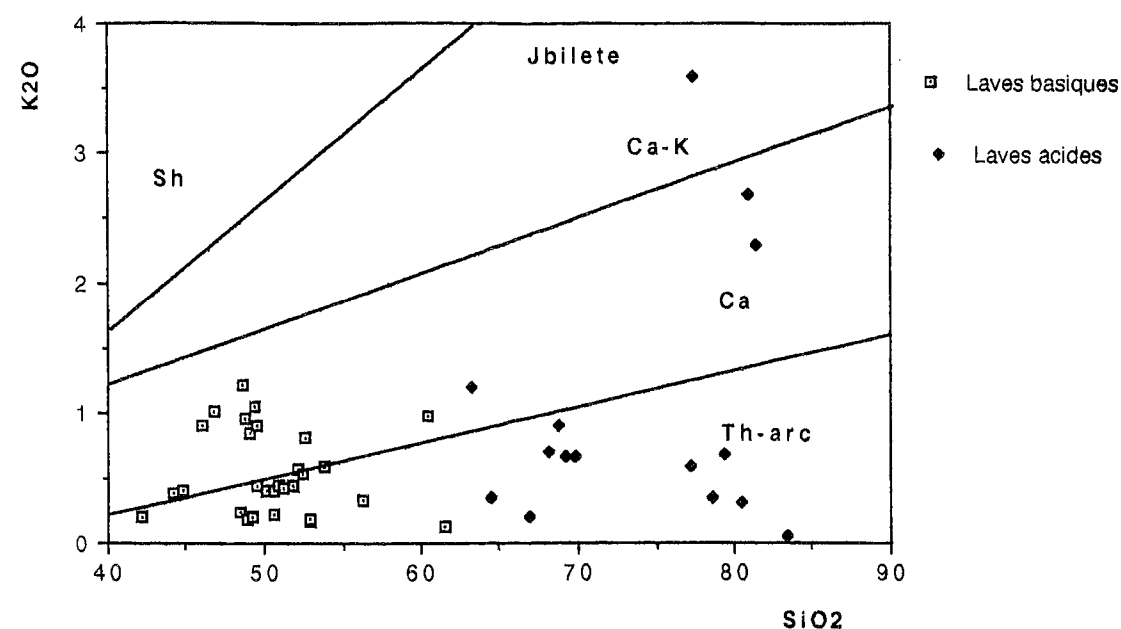


Fig.IV-19 : Position des roches magmatiques des Jbilette centrales dans le diagramme K2O/SiO2 (PECCERILLO et TAYLOR, 1976, modifié par MAURY, 1984).

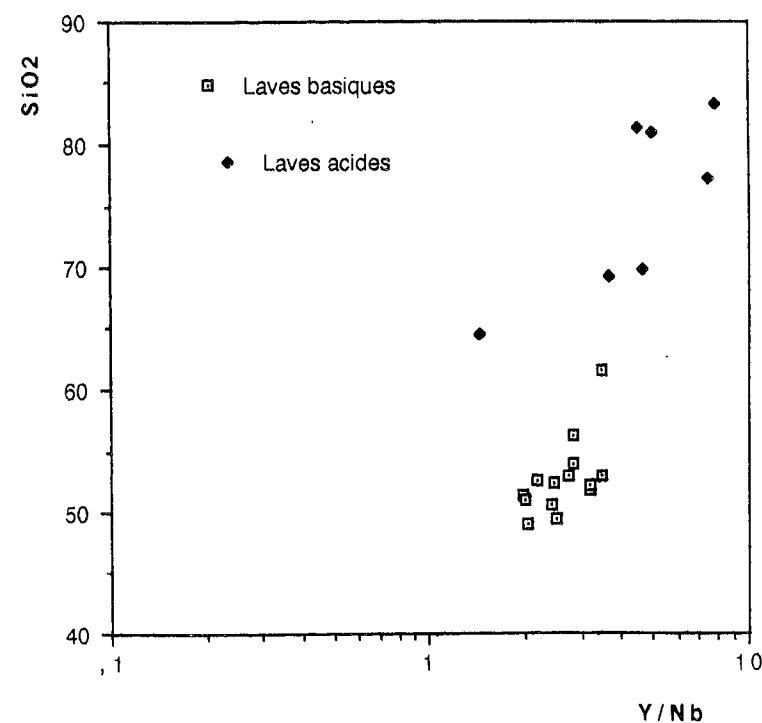


Fig.IV-20 : Position des roches magmatiques des Jbilette centrales dans le diagramme de PEARCE et CANN (1973), montrant la variation du rapport Y/Nb en fonction de la nature pétrologique de la roche.

I-1-3- Les éléments en trace des roches magmatiques des JBILETE centrales

Les éléments de transition montrent des teneurs assez élevées en Cr, Co et Ni dans les cumulats. Ils varient respectivement dans les roches ultrabasiques de : 1268 ppm < Cr < 2065 ppm, 47 ppm < Co < 103 ppm et 368 ppm < Ni < 1165 ppm.

Dans les roches basiques le Cr varie énormément : de 100 à 671 ppm, le Co varie de 31 à 54 ppm et le Ni varie de 84 à 164 ppm. Les teneurs en Cr et en Ni sont corrélées positivement avec la teneur de MgO. Ainsi dans les roches différenciées à MgO < 6% le Ni prend des valeurs < 100 ppm et le Cr < 150 ppm.

Les alcalins : Rb, Sr et Ba sont peu abondants conformément à K2O, mais ces éléments sont sujets à des fluctuations importantes suivant l'altération de la roche, car ils entrent dans la composition des plagioclases.

Les roches acides présentent de très faibles teneurs en éléments de transition tel que le Cr, Co, Ni, Sc. En revanche leur teneur en alcalins : Sr et Ba reste sans variation notable en fonction de l'acidité, mais la teneur en Ba semble croître avec celle de K2O.

a - Diagrammes inter-éléments

Les diagrammes Th/Ta, La/Ba, La/Nb, Ti/Zr, Ti/V etc... permettent de distinguer les magmas orogéniques de ceux à affinité océanique (TREUIL et JORON, 1973 ; LANGMUIR et al., 1977 ; WOOD et al., 1979 ; GILL 1981 ; DUPUY et al., 1988).

- Par le rapport Y/Nb, indicateur de l'alcalinité des laves, PEARCE et CANN (1973) distinguent les basaltes alcalins intraplaques ($Y/Nb < 1$) des roches tholéitiques intraplaques ($Y/Nb > 1$) (Fig.IV-20). Ce rapport varie de 2 à 4 dans les roches basiques des Jbilette centrales, ce qui exclut le caractère alcalin et attribue le caractère type MORB ($Y/Nb = 1.2-4.3$; LE ROEX, 1987) à ces roches.

- le rapport (Th/Ta)N des roches basiques varie de 0,51 à 3,53 ; dans le détail, les roches basiques (dolérites) dont le rapport (Th/Ta)N est faible sont comparables aux volcanites des zones en distension (JORON et TREUIL, 1977). Par contre les rapports élevés (> 2) correspondent aux roches du sill composite d'El Mnaâ dont l'échantillon à 53 % SiO2 de la bordure figée a le rapport le plus élevé (3,53). Ces rapports sont considérés comme intermédiaires et peuvent être expliqués soit par un contexte géodynamique particulier tel qu'une distension fonctionnant dans un domaine compressif (EL AZZOUZI, 1981 ; WOOD et al., 1982) soit par une contamination crustale (THOMPSON et al. 1982). Les roches acides présentent des rapports (Th/Ta)N plus élevés et compris entre 4,5 et 6,6.

- Le rapport (La/Nb)N distingue nettement les roches basiques des roches acides. Les roches basiques ont le rapport (La/Nb)N variant de 0,9 à 1,7 ; cette dernière valeur correspond à l'échantillon évolué de la bordure figée (sill d'El Mnaa), ainsi les roches basiques sont comparables aux MORB définis par GILL (1981). D'après THOMPSON et al. (1984), ce

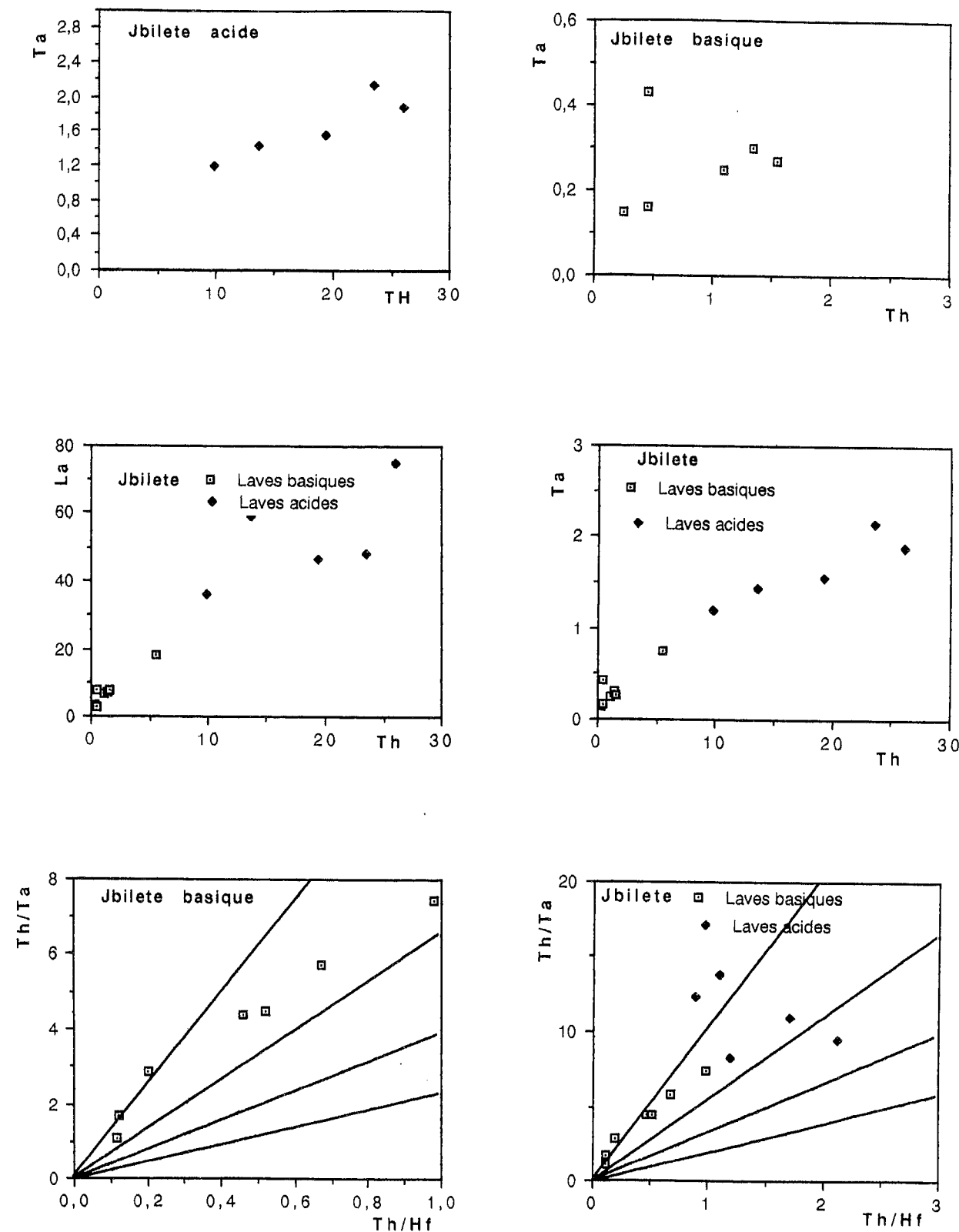


Fig.IV-21 : Diagrammes inter-éléments Ta/Th, La/Th (JORON et TREUIL, 1977) pour les roches magmatiques des Jbilete centrales.

rapport est un indice de contamination ; il est inférieur à 1 dans les OIB et dans les basaltes alcalins continentaux, mais il varie de 0,5 à 7 dans les basaltes tholéitiques continentaux et il reflète la variabilité du degré de contamination crustale.

Toutes les roches acides ont le rapport $(La/Nb)_N$ compris entre 2 et 3,9 ; ces valeurs sont comparables à celles des laves orogéniques définies par GILL (1981). D'après THOMPSON et al. (1982), l'assimilation de la croûte continentale se manifeste par une corrélation positive entre les teneurs en SiO_2 et l'enrichissement différentiel en éléments LILE et terres rares légères (La) par rapport aux éléments HFSE (rapport Rb/Nb , Ba/Nb , La/Nb) ; dans le cas présent et d'une manière générale, le rapport $(La/Nb)_N$ des roches acides évolue avec l'augmentation de SiO_2 ce qui laisse admettre que la signature géochimique "orogénique" de ces roches est liée à la contamination crustale.

Le diagramme de corrélation des éléments les plus hygromagmaphiles (Th/Ta , Th/La) : (Fig.IV-21) montre surtout que les roches basiques se disposent sensiblement sur des droites de corrélations passant par l'origine, la légère dispersion des points devant probablement être attribuée à l'hétérogénéité de la source.

b - Diagramme binaire : élément de transition en fonction d'un élément hygromagmaphile (La, Zr)

D'après les travaux de TREUIL (1973), JORON et al., (1978), en partant d'un modèle de cristallisation fractionnée (voir rappel théorique), le calcul se traduit finalement par un diagramme théorique Log / Log entre un élément de transition à fort coefficient de partage et un élément fortement hygromagmaphile (Th), il fait apparaître les variations différentes des processus de fusion partielle et de cristallisation fractionnée.

Quand plusieurs séries qui s'individualisent par des taux de fusion différents, à partir d'un même liquide primaire, les variations des concentrations des éléments de transition sont faibles au cours de la montée du magma, contrastant ainsi avec les variations importantes des concentrations des éléments hygromagmaphiles. Par conséquent les séries se regroupent sur une droite à pente faible, presque parallèle à l'axe des abscisses. Les droites sont fortement décroissantes dans le cas d'un modèle de cristallisation fractionnée (Fig.IV-22).

JORON et al., (1980) et FICHAUT et al. (1989) ont proposé les diagrammes de paramètres Co, Cr, Ni, Sc, en fonction de l'élément hygromagmaphile Zr ou La, pour illustrer l'évolution magmatique soit par mélange dans l'exemple des laves de la Montagne Pelée avec dans ce cas, une corrélation linéaire décroissante ; soit par cristallisation fractionnée (fractionnement précoce des minéraux ferromagnésiens : olivine, pyroxène), avec une décroissance exponentielle. Si on tient compte de cette explication on constate que sur la figure (IV-23), les roches basiques et acides des Jbilete centrales s'alignent presque suivant une corrélation linéaire décroissante, ce qui exclut l'hypothèse que les roches acides dérivent des roches basiques par cristallisation fractionnée.

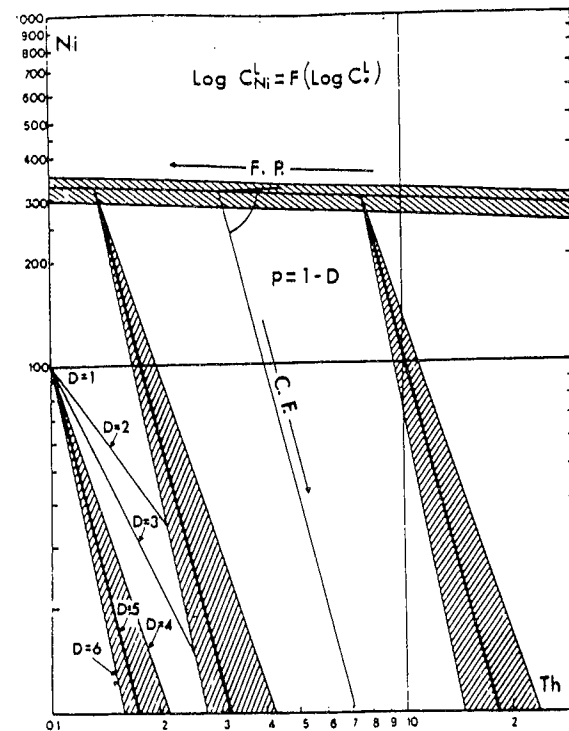


Fig. IV-22 :
Diagramme théorique Log/Log entre un élément de transition de coefficient de répartition solide/liquide élevé et un élément fortement hygromagmaphile, faisant apparaître les variations différentes des processus de fusion partielle (F.P.) et de cristallisation fractionnée (C.F.).
D'après JORON et al. (1978)

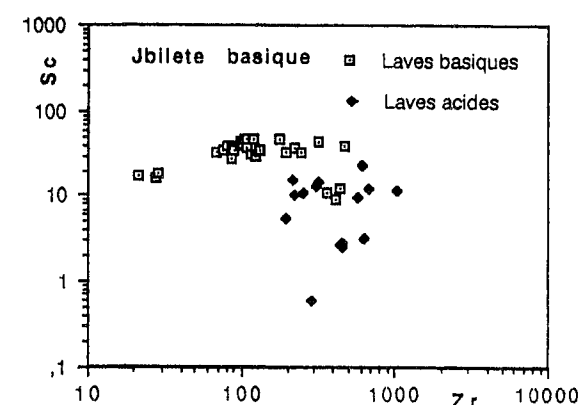
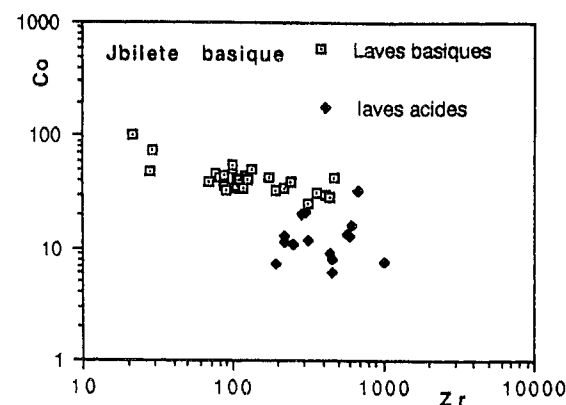
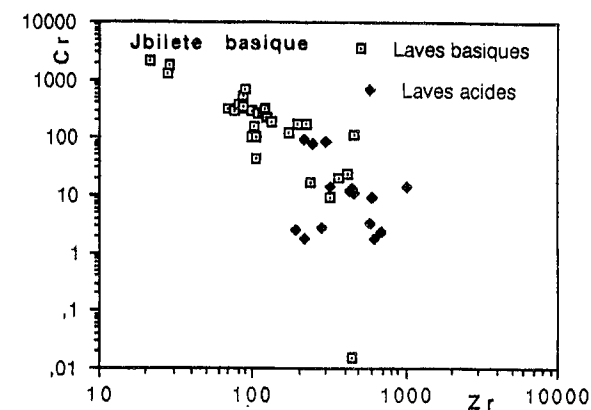
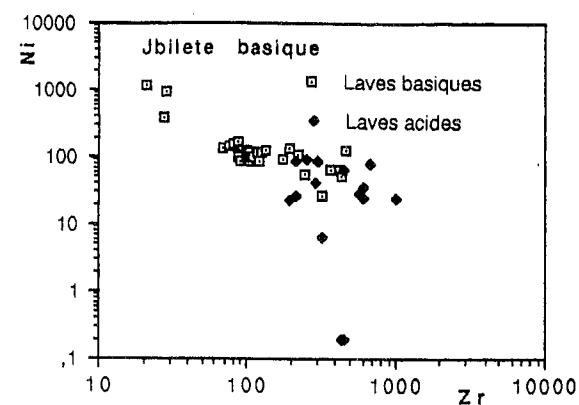


Fig. IV-23 : Diagrammes inter-éléments Log (Ni, Co, Cr, Sc) en fonction de Log Zr pour les roches magmatiques des Jbilette centrales (d'après JORON et TREUIL, 1977).

Le diagramme Log (Cr, Co, Ni) / Log (Zr) (Fig. IV-23) montre aussi que les points représentatifs des roches basiques des Jbilette centrales se disposent sur une droite inclinée ou presque parallèle à l'axe des abscisses. Ces roches semblent donc dériver d'un même solide identique soumis à des taux de fusion partielle différents (JORON et al., 1978), alors que les points représentatifs des roches acides sont plus dispersés.

c - Diagrammes binaires Zr, Nb, Y/SiO₂ (Fig. IV-25).

Les éléments Zr, Nb, Y ont été choisis dans le but de caractériser surtout les roches intermédiaires et acides. Ils ont été utilisés par SEYLER (1986) pour étudier les méta-volcaniques cambro-ordoviciennes du socle provençal en France et ils ont apporté des résultats satisfaisants. Ces éléments ont la propriété d'être inertes lors des phénomènes de métamorphisme et d'altération (BIENVENU et al., 1990). Ils sont abondants dans les roches acides et donc facilement dosés.

HARRIS (1982) a proposé les diagrammes binaires Zr/SiO₂ (Fig. IV-24) et Y/SiO₂ pour l'étude des migmatites des cycles alcalins (intraplaques) et calco-alcalins (arcs volcaniques) de l'Afrique nord-orientale.

Le diagramme Nb/SiO₂ (Fig. IV-24a) est construit d'après les compilations de PEARCE et GALE (1977); il permet de montrer que Nb est l'élément le plus discriminant dans la séparation des roches volcaniques anorogéniques et orogéniques (Cf 3-2). Les diagrammes Zr/SiO₂, Y/SiO₂ et Nb/SiO₂ permettent également de bien séparer les rhyolites d'origine mantelliques des rhyolites qui proviennent de l'anatexie de la base de la croûte.

Dans ces diagrammes, les laves basiques et surtout les laves acides des Jbilette centrales appartiennent aux domaines intraplaques définis par ces auteurs et se distinguent parfaitement des laves "orogéniques" de la Meseta orientale. (Fig. IV-25)

d - Les diagrammes normalisés multi-éléments et les spectres des terres rares

Si on considère les analyses effectuées à Saclay par activation neutronique et où Ta et Th ainsi que les terres rares ont été analysées on constate que :

** Les roches basiques*

Les diagrammes normalisés multi-éléments (SUN et Mc DONOUGH, 1989) (Fig. IV-26A) des roches basiques du sill d'El Mnâa dont le rapport Th/Ta varie entre 2,1 et 3,5 montrent que ces laves sont légèrement enrichies en terres légères de 10 à 50 les chondrites (Fig. IV-26B), ces courbes sont similaires à celles de MORB enrichis (SUN et Mc DONOUGH, 1989) cependant on observe une légère anomalie négative en Ta ((Ta/Hf)_N = 0,79-1) et Ta se situe à une ordonnée plus basse que le Hf dans le diagramme). Le Nb, analysé à Strasbourg par spectrométrie à plasma, donne une anomalie positive voire nulle, mais les méthodes d'analyses sont trop différentes pour permettre une comparaison de leurs résultats.

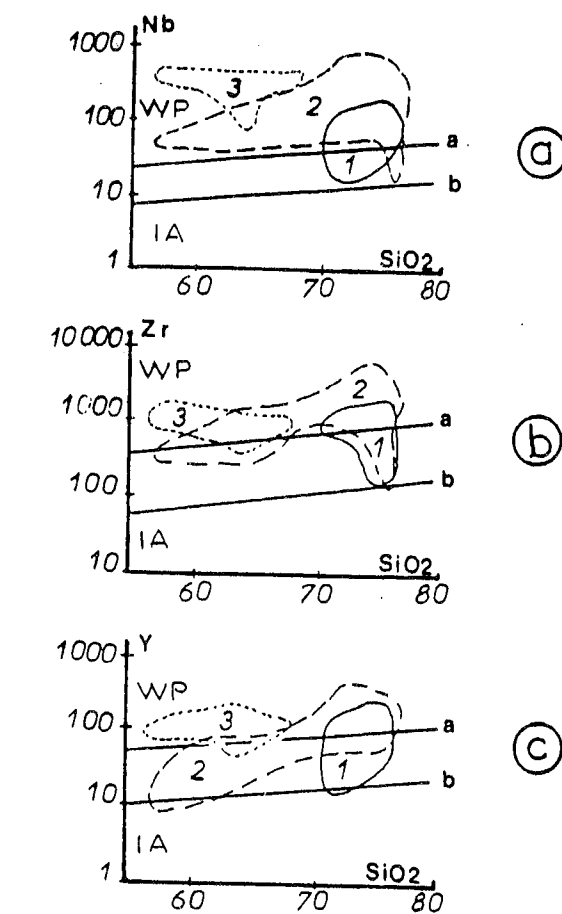


Fig. IV-24 : Concentration en Nb, Zr et Y (ppm) en fonction des teneurs en silice (poids d'oxydes).

-a : limite supérieure du champ IA regroupant les volcanites acides des arcs volcaniques et des marges continentales (orogéniques). b : limite inférieure du champ WP regroupant les volcanites acides intraplaques (anorogéniques). Fig. IV-24 a : limites des champs d'après Pearce et Gale (1977). Fig. IV-24 b et c : limites des champs d'après Harris (1982). -Les ensembles 1, 2 et 3 correspondent aux 3 grandes phases magmatiques alcalines d'Egypte et du Soudan d'après Harris (1982).

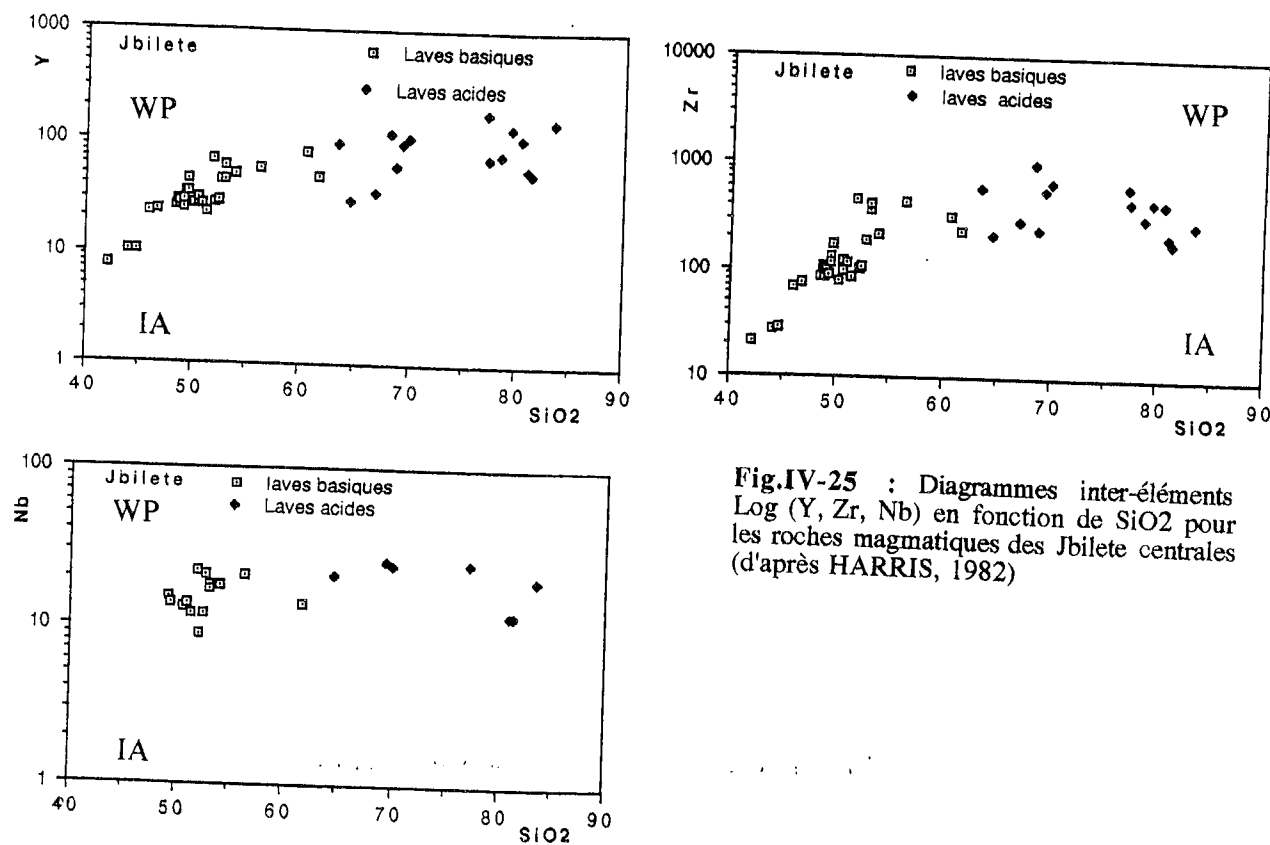


Fig. IV-25 : Diagrammes inter-éléments Log (Y, Zr, Nb) en fonction de SiO₂ pour les roches magmatiques des Jbilet centrales (d'après HARRIS, 1982)

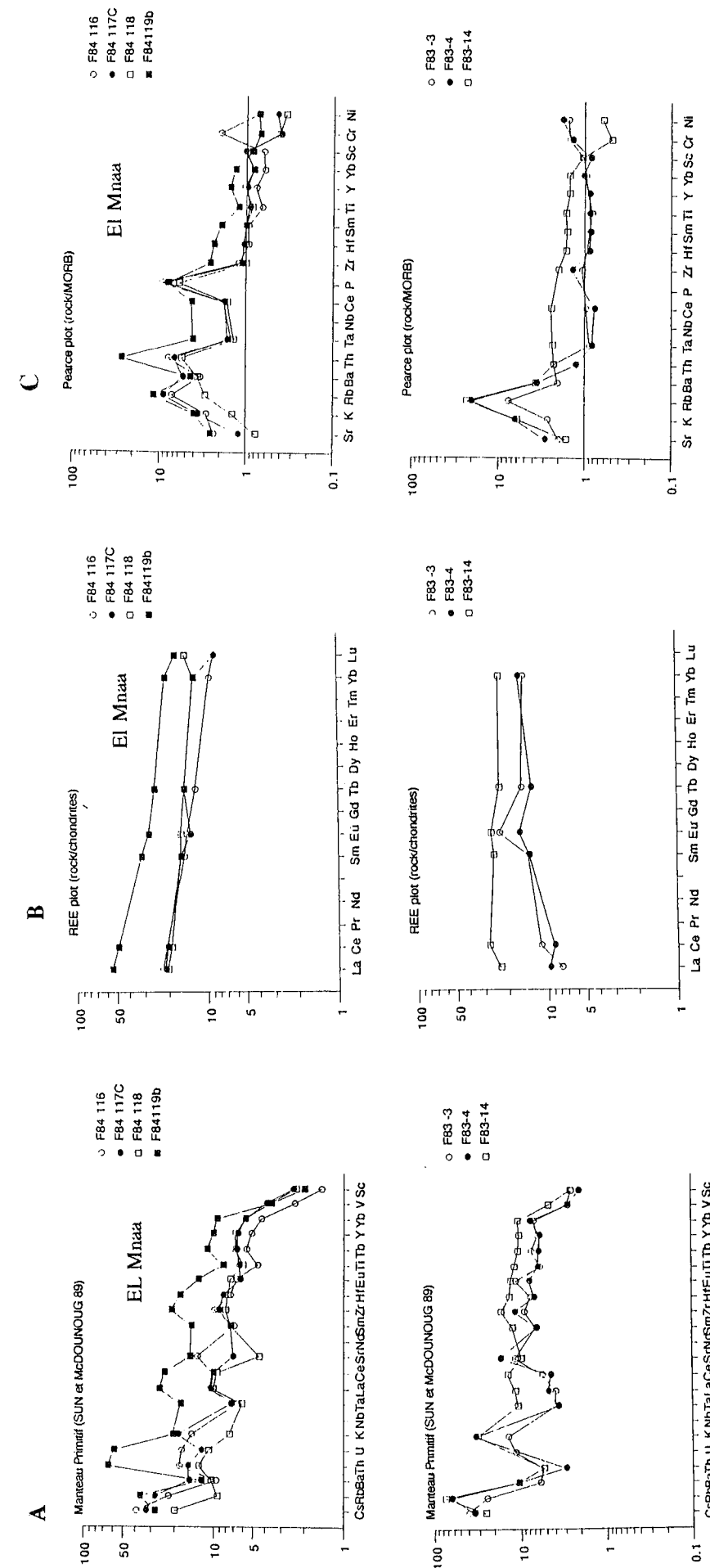


Fig. IV-26 : A - Diagrammes multi-éléments normalisés au manteau primitif (SUN et McDOUNOUGH, 1989) des roches basiques des Jbilet centrales. B - Spectres des terres rares (normés aux chondrites) des roches basiques des Jbilet centrales. C - Diagrammes multi-éléments normalisés au MORB (PEARCE, 1983) des roches basiques des Jbilet centrales.

(La/Sm)N qui donnent de meilleures indications sur le fractionnement des terres rares est >1 et varie entre 1,33 et 1,78. Ainsi, les roches basiques d'El Mnâa se comportent comme les MORB enrichis ou O.I.B (PERFIT et al., 1980). L'échantillon F-84-119b le plus évolué a (La/Sm) N = 1,78 et il est donc plus enrichi que les autres.

L'ensemble des roches basiques d'El Mnâa présentent un parfait parallélisme des spectres de terres rares (Fig.IV-26B) et montrent ainsi leur cogénitisme. La différenciation se fait au sein de sill par cristallisation fractionnée et notamment par cristallisation précoce de plagioclase comme le montre l'anomalie négative en Eu dans l'échantillon le plus évolué à (SiO₂ = 53 %).

- Les échantillons basiques (dolérites : F-83-3 et F-83-4) dont le (Th/Ta)N=1,38 et 0,8 donnent des spectres normalisés multi-élémentaires similaires aux MORB-N (SUN et Mc DONOUGH, 1989) avec une légère anomalie négative en Ta (Ta/Hf)N est <1 et égale 0,54).

Dans les spectres des terres rares normées aux chondrites (Fig.IV-26), les échantillons cités ci dessus ont (La/Sm)N=0,57 et 0,73 (donc <1) et présentent des courbes légèrement appauvries comme les MORB-N.

- L'échantillon basique F-83-14 dont le rapport (Th/Ta)N est égal à 0,5 montre un spectre normalisé multi-élémentaire intermédiaire entre celui de MORB-N et MORB-E, mais Ta montre une légère anomalie négative (Ta/Hf)N=0,81). Ce rapport, quand il est inférieur à 1, est caractéristique des matériaux continentaux (MESCHÉDE, 1986 ; WOOD et al., 1979). Ce même échantillon donne un spectre REE normé aux chondrites presque plat (La/Sm)N= 0,93 et analogue au MORB-N (Fig.IV-26).

* Les roches acides.

L'ensemble des roches acides possèdent un rapport Th/Ta élevé qui varie de 8,23 à 13,82 (équivalent à (Th/Ta)N variant de 4 à 6,6). Les diagrammes normalisés multi-éléments (SUN et Mc DONOUGH, 1989) : des roches acides (Fig.IV-27-28) montrent un enrichissement depuis les terres rares lourdes jusqu'aux terres rares légères avec une anomalie légèrement négative en Ta ((Ta/Hf)N est <1). Leur parallélisme parfait est en faveur de leur lien génétique. Eu et Sr donnent une anomalie négative due au fractionnement du plagioclase. L'anomalie négative de Ba est liée à celle de K, caractéristique des laves acides de Jbilete, est probablement d'origine secondaire. L'anomalie négative de Ti suivie de celle de vanadium semble être due au fractionnement de titanomagnétites.

Dans le spectre REE normé aux chondrites (Fig.IV-27-28), l'ensemble des roches acides des Jbilete centrales montrent un fractionnement avec un fort enrichissement en terres rares légères ((La/Sm)N varie de 1.83 à 3.12) soit une concentration de 100 à 250 fois les teneurs des chondrites et des concentrations en terres rares lourdes de 30 à 70 fois les teneurs des chondrites. Les courbes sont parallèles entre elles.

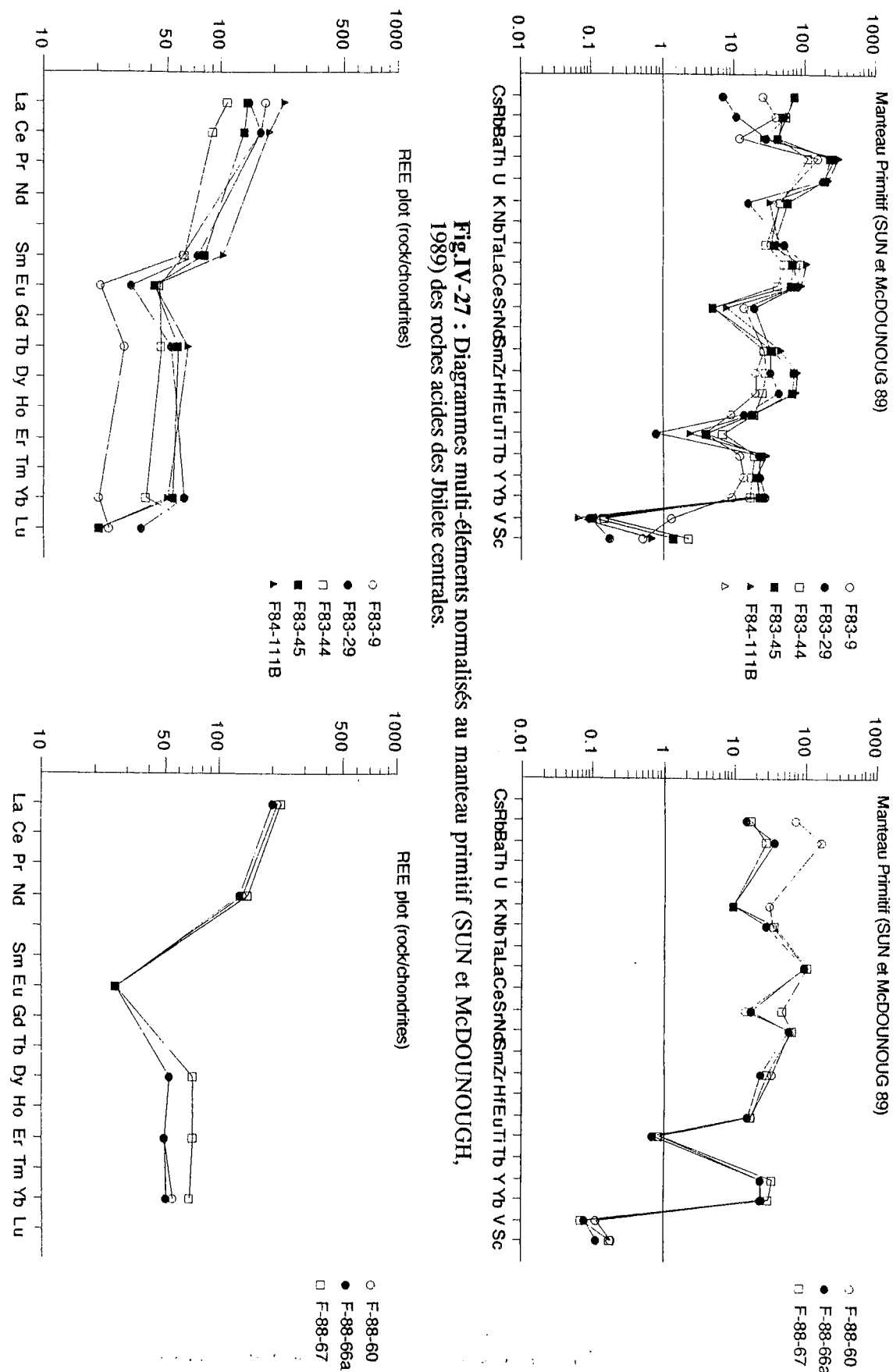


Fig.IV-27 : Diagrammes multi-éléments normalisés au manteau primitif (SUN et McDONOUGH, 1989) des roches acides des Jbilete centrales.

Fig.IV-28 : Spectres des terres rares (normés aux chondrites) des roches acides des Jbilete centrales.

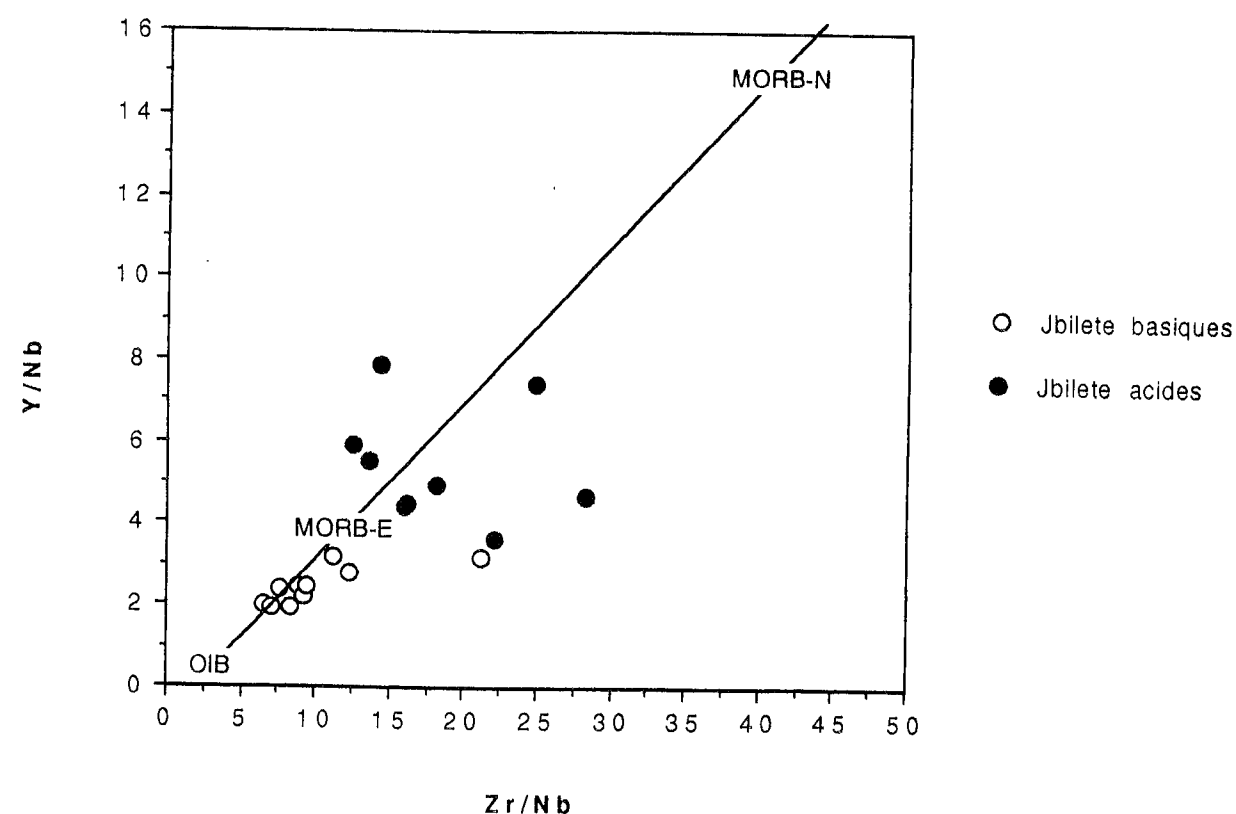
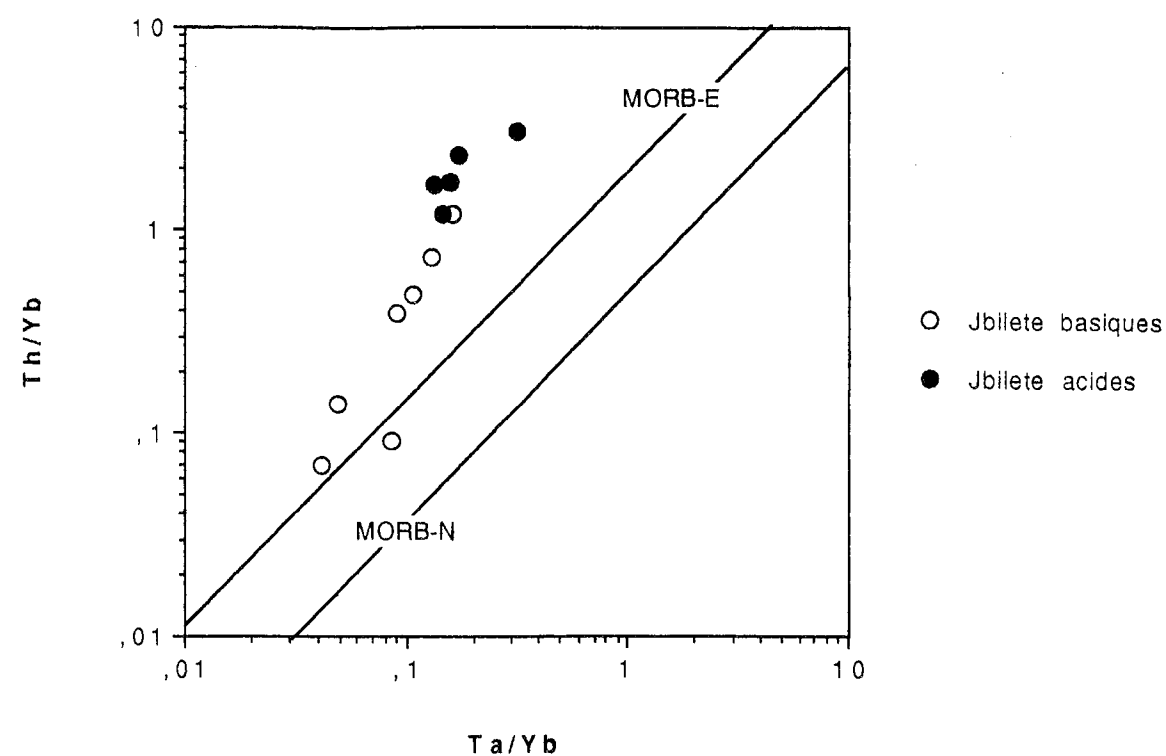


Fig.IV-30 : A - Position des roches magmatiques des Jbilete centrales dans le diagramme discriminant Th/Yb en fonction de Ta/Yb (in WILSON, 1989), la limite entre les champs tholéïtiques et calco-alcalin est d'après GILL (1981). B - Position des roches magmatiques des Jbilete centrales dans le diagramme discriminant Y/Nb en fonction de Zr/Nb (in WILSON, 1989).

On déduit de cette étude des spectres des terres rares que les roches basiques des Jbilete centrales se situent entre les MORB-N et MORB-E avec une légère anomalie négative en Ta, ce qui nous conduit à envisager pour ces laves basiques une contamination crustale. Les roches acides sont fortement enrichies en terres rares légères et montrent une anomalie aussi négative en Ta comme les matériaux continentaux (MESCHEDE, 1986).

En Conclusion, les roches basiques et intermédiaires associées (très peu abondantes) des Jbilete centrales sont des magmas saturés à sursaturés d'affinité tholéïtique intraplaque similaire aux tholéïtes des zones en distension et des rifts, leur source est intermédiaire entre celle des types MORB-N et MORB-E (Fig.IV-30). Les rapports Th/Ta qui sont intermédiaires ainsi que la légère anomalie négative en Nb-Ta observée seront discutés dans le paragraphe (1-5).

Les roches acides représentent 30 à 40 % du volume des roches basiques. Elles sont d'affinité calco-alcaline "orogénique". Fortement enrichies en terres rares légères, elles présentent des rapports Th/Ta élevés et montrent une anomalie négative en Ti et en Nb-Ta ; cette anomalie négative en Nb-Ta est plus accentuée que dans les roches basiques est sera discuter dans le paragraphe (1-5). L'absence de fractionnement de terres rares lourdes exclut l'origine à partir de la fusion d'un matériel éclogitique. L'anomalie négative en Eu témoigne de l'évolution par cristallisation fractionnée dominée par les plagioclases.

I-2- Les produits volcaniques et hypovolcaniques du MAROC CENTRAL

I-2-1- Les éléments majeurs

La composition générale du complexe filonien et des coulées du Maroc central est basaltique, avec SiO_2 variant de 45 à 50 % (Tab.IV-6). Ce magmatisme basique est faiblement sous-saturé en silice dans les filons épais mais les teneurs en néphéline normative demeurent inférieures à 5 % (due à l'altération avec un départ de silice). La plus grande partie dérivent d'un magma saturé à tholéïte à olivine et hypersthène normatif. C'est donc une série tholéïtique au sens de YODER ET TILLEY (1962). TiO_2 a des teneurs qui varient de 1 à 2,5%. Par ces valeurs les laves du Maroc central se rapprochent de la composition moyenne des tholéïtes à olivine (TiO_2 : 2 à 2,24%). Al_2O_3 varie de 13 à 16% bien que certains échantillons aient $Al_2O_3 > 16$. Les laves du Maroc central ne peuvent pas être des basaltes de type "high alumina basalts" où $TiO_2 < 1,2\%$ ou 1,3. Fe_2O_3 et MgO semblent diminuer au cours de la différenciation magmatique. CaO est sujet à des variations considérables avec des teneurs comprises entre 4,6 % et 13,7%, mais généralement il est corrélé négativement avec SiO_2 . Les alcalins K_2O et Na_2O varient considérablement, respectivement de 0,02 à 1,40 % et de 1,3 à 5,4 %. Ces teneurs d'éléments semblent être modifiées en fonction de la perte au feu (Fig.IV-31).

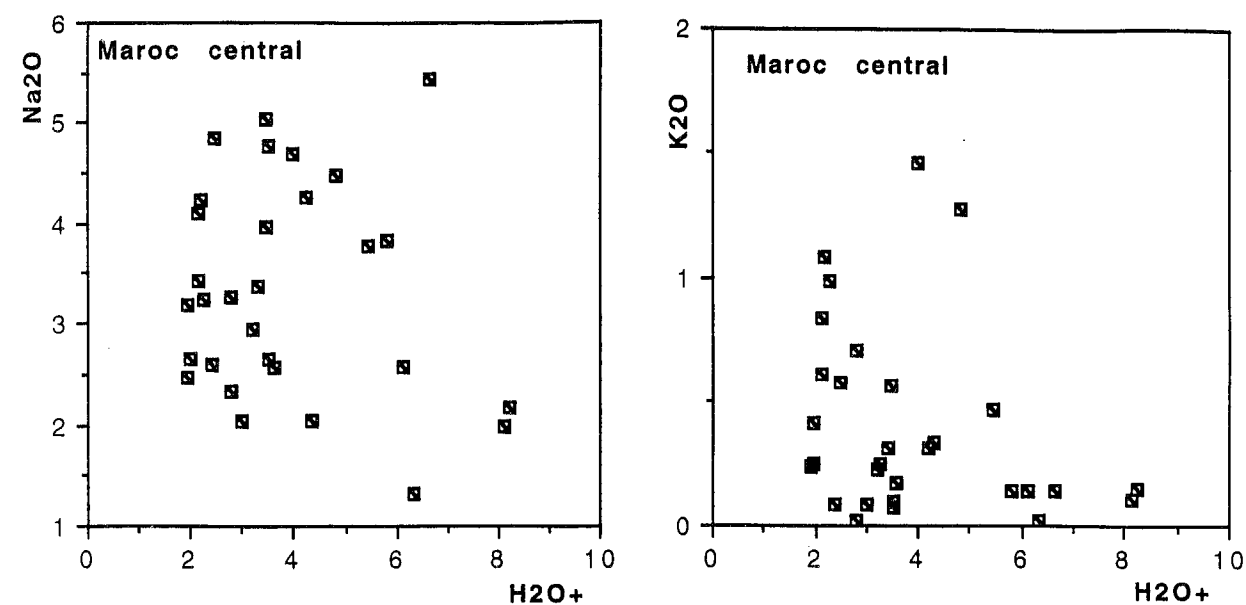


Fig.IV-31 : Diagrammes de variation des alcalins (Na₂O, K₂O) en fonction de H₂O+ (perte au feu 1000°C-105°C) des laves du Maroc central.

Le caractère spilitique est marqué par l'importance de Na₂O (2 à 5%), la perte au feu élevée (3 à 8%) et la faible teneur en SiO₂ et en K₂O. Par la faible teneur en K₂O, les laves du Maroc central se rapprochent des séries tholéitiques définies par IRVINE et BARAGAR (1971). P₂O₅ varie de 1,15 à 0,75 % et semble évoluer positivement avec la différenciation.

DIAGRAMME DE MIYASHIRO (1975)

Dans le diagramme de paramètres SiO₂, TiO₂ en fonction de FeO*/MgO les points représentatifs des laves du Maroc central se mettent dans le champ des séries tholéitiques (Fig.IV-32) et s'alignent suivant la droite des tholéïtes abyssales avec un fort enrichissement en TiO₂ au cours du fractionnement. Dans le diagramme FeO*-FeO*/MgO, les points représentatifs forment un nuage étiré perpendiculairement à la limite des séries tholéitiques et calco-alcalines et centré sur la droite des tholéïtes typiques avec un fort fractionnement en fer.

DIAGRAMME AFM (NOKOLDS et ALLEN, 1953 ; Fig.IV-33)

La plupart des échantillons suivent la ligne évolutive MF des séries tholéitiques mais en revanche certains échantillons débordent vers le champ des alcalins.

I-2-2 Les éléments en traces

a- les éléments compatibles Ni, Cr, CO et Sc.

En général, les teneurs de ces éléments varient suivant la différenciation magmatique (ici en fonction de % SiO₂ : Fig.IV-34), ainsi la teneur en Cr varie de 10 à 500 ppm, celle de Ni est très fluctuante entre 18 et 310 ppm, les teneurs les plus élevées étant liées à la présence de l'olivine. A noter que les plus faibles teneurs correspondent aux termes les plus évolués d'une coulée (SiO₂ = 53 à 54,80 %). Co décroît corrélativement avec l'augmentation de SiO₂ et sa teneur varie de 19 à 62 ppm. La teneur en Sc varie de 20 à 52 ppm.

b- Les éléments hygromagphiles

Le rapport Y/Nb > 1 pour les roches du Maroc central et il varie de 4 à 13 ce qui exclut l'affinité alcaline (PEARCE et CANN, 1979), sauf pour deux échantillons (Y/Nb < 1) qui présentent une teneur élevée en K₂O (1,2 à 1,4) (Fig.IV-35).

Malheureusement 3 échantillons seulement ont fait l'objet d'analyse de terres rares par activation neutronique à Saclay. Ces échantillons sont caractérisés par des rapport (Th / Ta)_N (normalisé au manteau primitif ; SUN et McDOUNOUGH, 1989) faibles et qui varient de 0,76 à

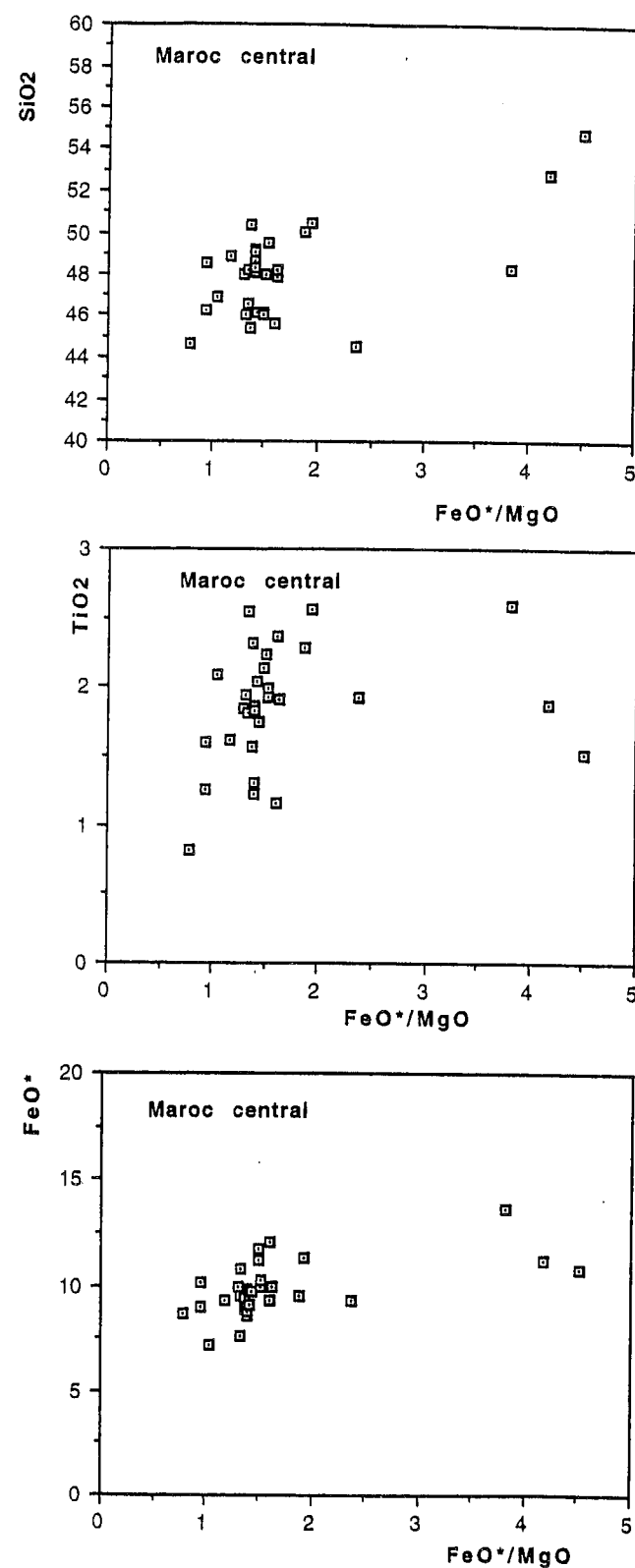


Fig.IV-32 : Diagrammes de MIYASHIRO (1975) montrant les variations de FeO^* et TiO_2 en fonction de FeO^*/MgO pour les laves du Maroc central. FeO^* : Fer total exprimé sous forme d'oxyde ferreux ; Th : série tholéitique ; CA : série calco-alcaline ; T-A : Tholéites abyssales. 1 : pillow-lavas de l'oued Khorifla; 2 : dolérites de l'oued Khorifla; 3 : spilites des Sehoul; 4 : spilites des Beni Abid; 5 : laves acides des Beni Abid; 6 : laves du bassin du Fourhal.

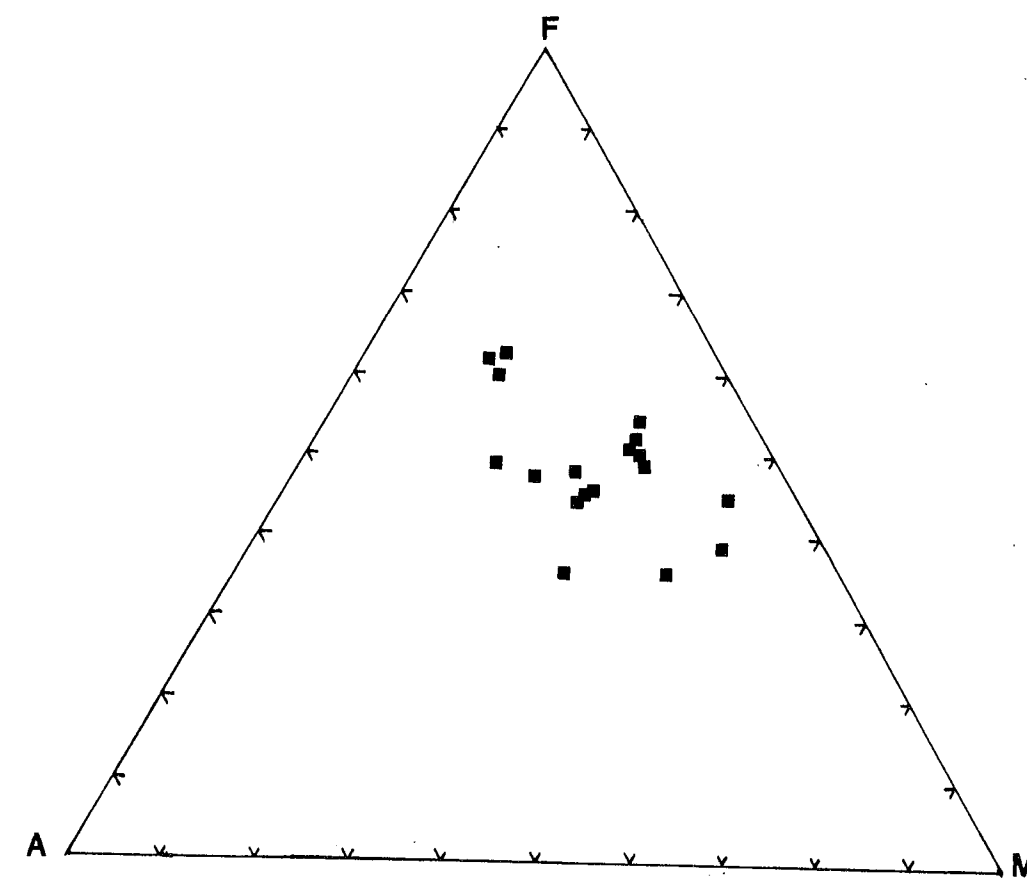


Fig.IV-33 : Position des roches magmatiques du Maroc central (bassin du Fourhal) dans le diagramme A.F.M de NOCKOLDS et ALLEN (1953). A=Somme des alcalins ; F=Fer total ; M=MgO. Th=Tholéitique, C-A=calco-alcalin.

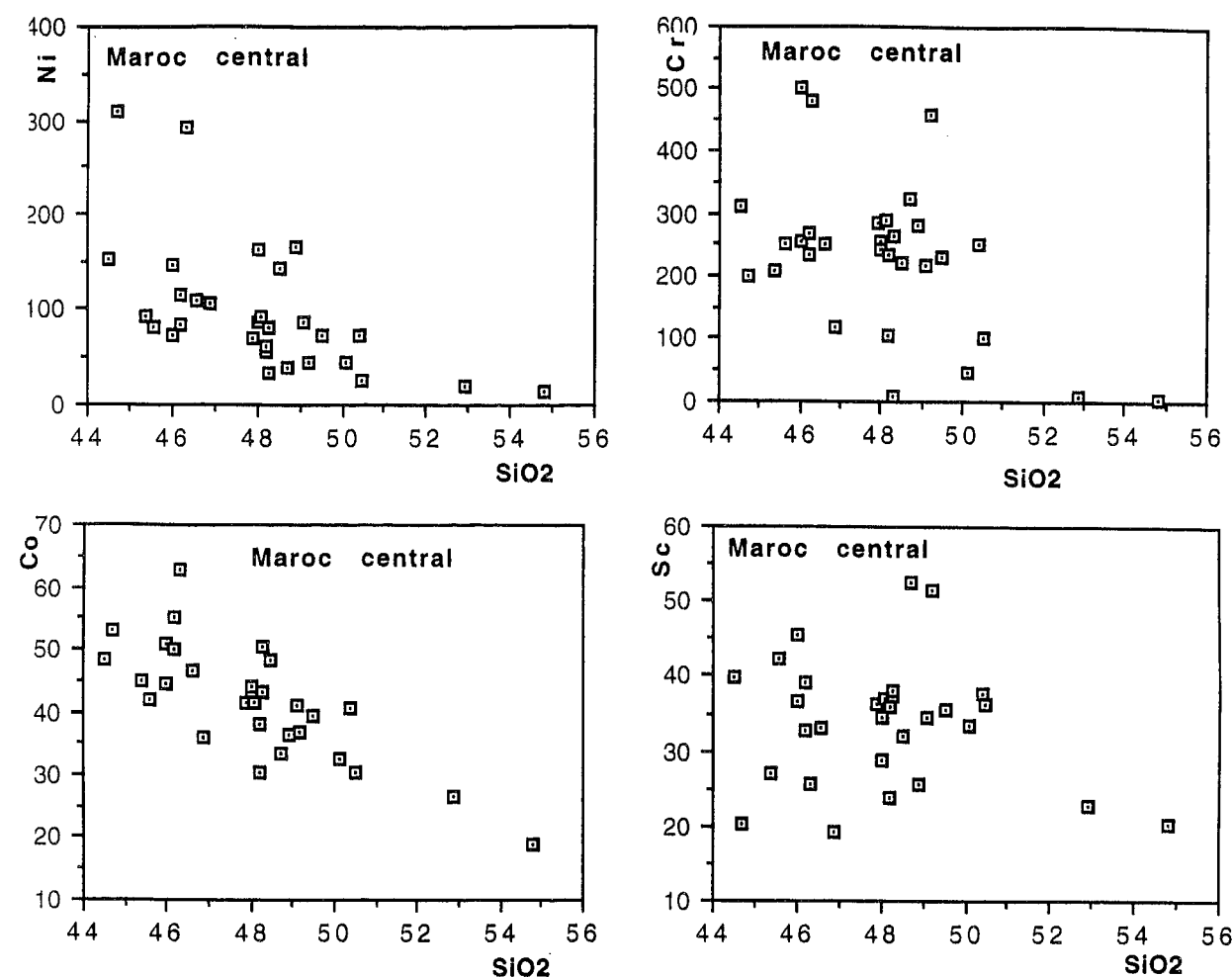


Fig.IV-34 : Diagrammes inter-éléments à élément de transition (Cr, Sc, Co, Ni) en fonction de SiO₂ pour les roches magmatiques du Maroc central (bassin du Fourhal).

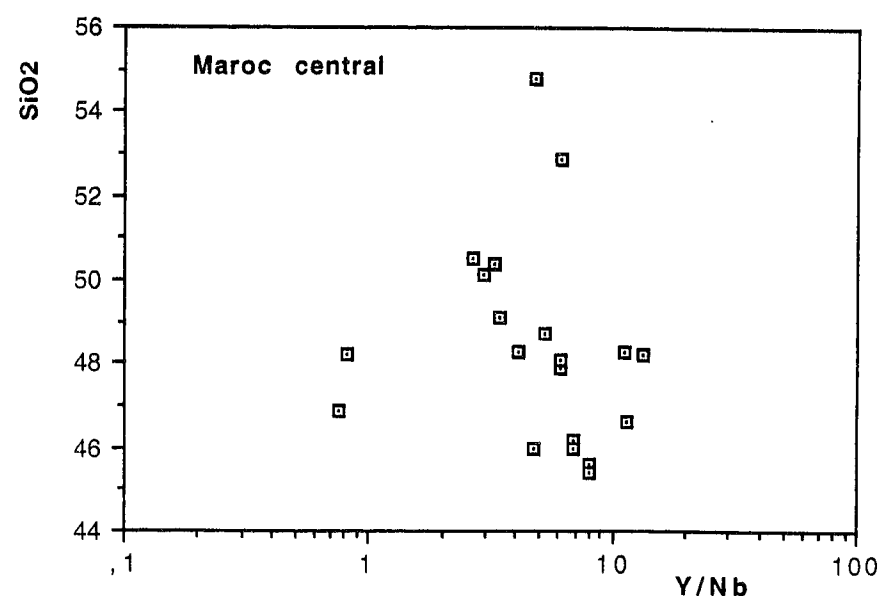


Fig.IV-35 : Position des roches magmatiques du Maroc central (bassin du Fourhal) dans le diagramme de PEARCE et CANN (1973), montrant la variation du rapport Y/Nb en fonction de la nature pétrologique de la roche.

1,27, les rapports < 1 sont typiques des MORB-N. Le rapport 1,27 est typique des MORB-E de SUN et McDOUNOUGH (1989).

c- Diagramme binaire de transition en fonction d'un élément hygromagmaphile (La, Zr) (Fig.IV-36)

La cristallisation fractionnée se traduit par des variations importantes des concentrations des éléments de transition (Ni, Cr, Co, Sc...) qui diminuent rapidement dans le liquide tandis que les éléments hygromagmaphiles (La, Zr) s'enrichissent fortement dans le liquide. Les diagrammes d'éléments de transition en fonction de Zr (Fig.IV-36) sont plus significatifs que ceux en fonction de La ; la figure (IV-36) illustre le processus de fusion partielle selon le modèle de JORON et al. (1978).

d- Spectre des terres rares (Fig.IV-37)

Deux échantillons (F-85-5 et F-85-39) ont des rapports (La/Sm)_N égaux respectivement à 0,38 et 0,58. Ils dériveraient donc d'une source appauvrie en terres rares légères (La/Sm < 1).

Un échantillon (F-85-30) présente un spectre fractionné ((La/Sm)_N = 1,9) proche de ceux des MORB-E, caractérisés par un rapport La/Sm > 1 .

Les spectres montrent une anomalie légèrement positive voire inexistante en Ta et Nb (La/Nb varie énormément de 0,6 à 4,5 ou bien (La/Nb)_N = 0,6 - 4,7). Les rapports (Ta/Hf)_N varient de 1,29 à 0,75 et (Nb/Zr)_N est compris entre 0,27 et 0,74. A remarquer que les deux échantillons à teneur élevée en K₂O signalés auparavant ont le rapport (Nb/Zr)_N compris entre 2 et 2,2.

Remarque. On a pu vérifier le rapport Nb/Ta = 16 ± 1 (BOUGAULT, 1980) pour 2 échantillons du Maroc central, nous constatons que ce rapport est égal à 10 et 13,6 ; ainsi Nb est faiblement dosé à Strasbourg.

I - 3 Les laves basiques du massif des REHAMNA

1-3-1 Les éléments majeurs

Eu égard à l'altération très poussée de ces laves, seulement un nombre très restreint d'analyses ont été effectuées par spectrométrie à plasma.

- La composition générale est basaltique (Tab.IV-7). SiO₂ est compris entre 44 et 47%. Deux échantillons dont la perte au feu est à peu près égale à 11% voient leur composition en SiO₂ diminuer (37 et 38%). Les teneurs en TiO₂ sont faibles et comprises entre 1 et 1,88 % ; ces teneurs sont plus faibles que celles des roches du Maroc central. La teneur en

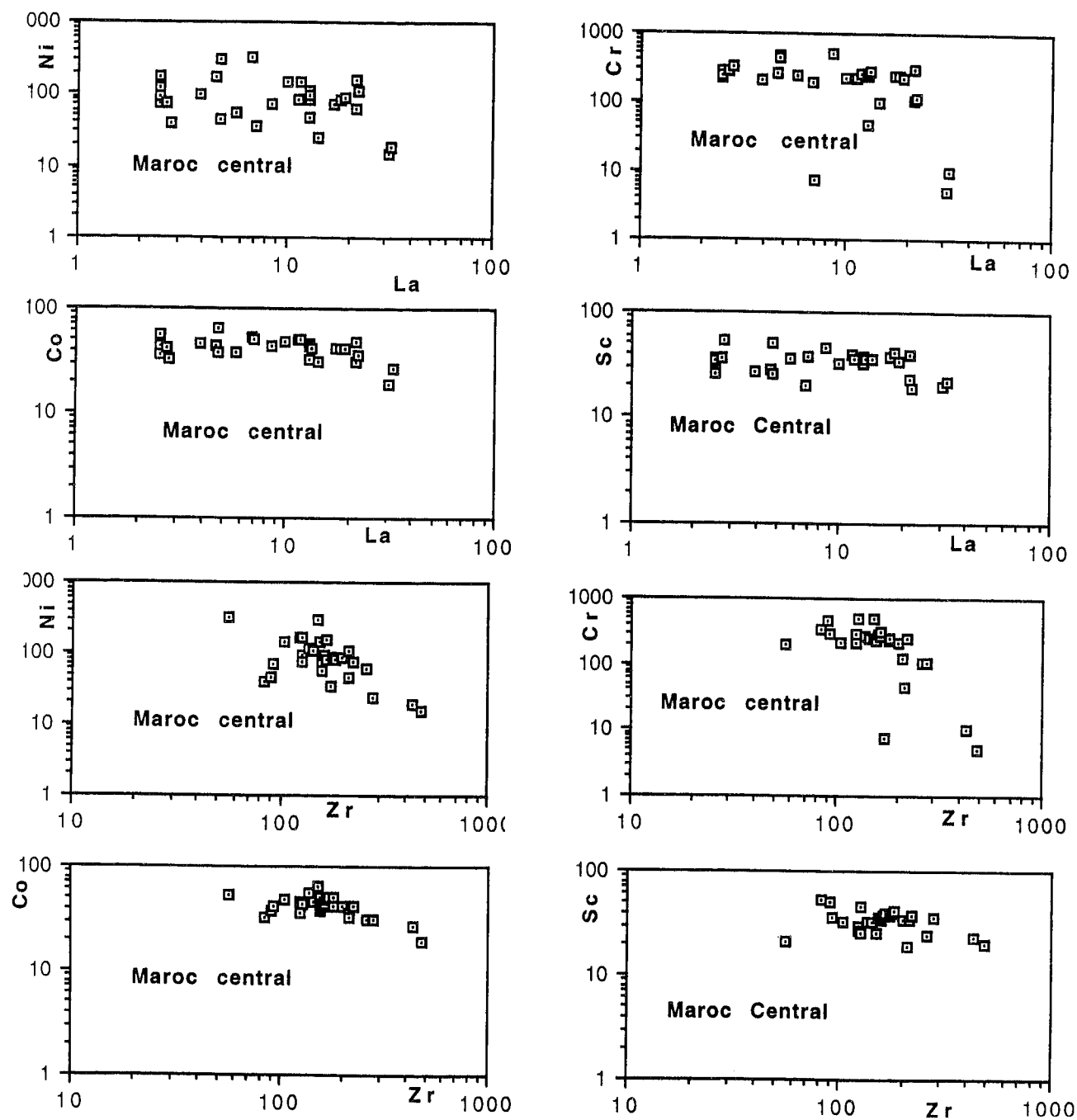


Fig.IV-36 : Diagrammes inter-éléments Log(Ni, Co, Cr, Sc) en fonction de Log Zr^{La} pour les roches magmatiques du Maroc central (bassin du Fourhal) ; d'après JORON et TREUIL (1977).

Al₂O₃ est moyennement élevée (15 à 17%). Les teneurs en Fe₂O₃ varient de 7 à 10%. MgO varie de 4,5 à 8,96% montrant ainsi que certaines roches sont primitives (MgO > 8) tandis que les autres, où MgO est compris entre 6 et 4% sont plus évoluées. CaO est mobile et varie de 5 à 12%, les teneurs élevées étant en relation avec l'augmentation de la perte au feu (= CO₂ + H₂O+). Les alcalins K₂O et Na₂O sont des éléments très sensibles à l'altération, mais on constate que quand Na₂O augmente K₂O diminue et varie entre 0,2 à 2,14 %. Les teneurs en P₂O₅ varient de 0,16 à 0,6%.

Ces laves, sills et coulées associés des Rehamna sont très altérées et leur teneur en H₂O varie de 4 à 11%.

DIAGRAMME DE MIYASHIRO (1975)

Tous les diagrammes de paramètres SiO₂, TiO₂ et FeO total en fonction de FeO*/MgO (Fig.IV-17) montrent que les laves des Rehamna sont d'affinité tholéïtique. Dans le diagramme TiO₂ et FeO en fonction de FeO*/MgO, les points se placent en effet suivant la ligne évolutive des tholéïtes typiques.

I-3-2 Les éléments en traces des laves des REHAMNA

a- les éléments de transition

Parmi les laves des Rehamna, on distingue deux groupes de roches : les roches primitives (MgO > 8 %) et les roches différenciées (MgO = 6 à 4%). Suivant cette distinction les éléments compatibles de transition tel que Sc, Cr, Co et Ni semblent diminuer de moitié voire plus dans les roches différenciées (Fig.IV-38). Ainsi le Sc varie de 41 à 18 ppm, le Cr varie de 36 à 240 ppm, le Co de 45 à 31 ppm et le Ni de 138 à 46 ppm.

b- les éléments hygromagmaphiles

Zr, Nb, La et Nb sont très élevés dans les roches les plus évoluées (Mg : 6 à 4 %). Le rapport Y/Nb est <1 pour les roches différenciées où il varie de 0,89 à 0,94 ce qui confirme le caractère alcalin des échantillons (F-89-9, 10, 11 du barrage El Massira selon PEARCE et CANN (1973). Y/Nb > 1 pour les roches primitives varie de 4,4 à 6,3 ce qui exclut l'affinité alcaline et suggère l'affinité tholéïtique.

Ces observations sont confirmées par l'étude des spectres des terres rares élargis. Dans l'ensemble des roches étudiées, Y varie peu (19 à 24 ppm) ; par contre, Nb distingue les laves primitives des laves différenciées en variant de 3 à 7 ppm pour les unes et de 24 à 25 ppm pour les autres. Les plus faibles concentrations sont typiques des roches sub-alcalines. Par le rapport

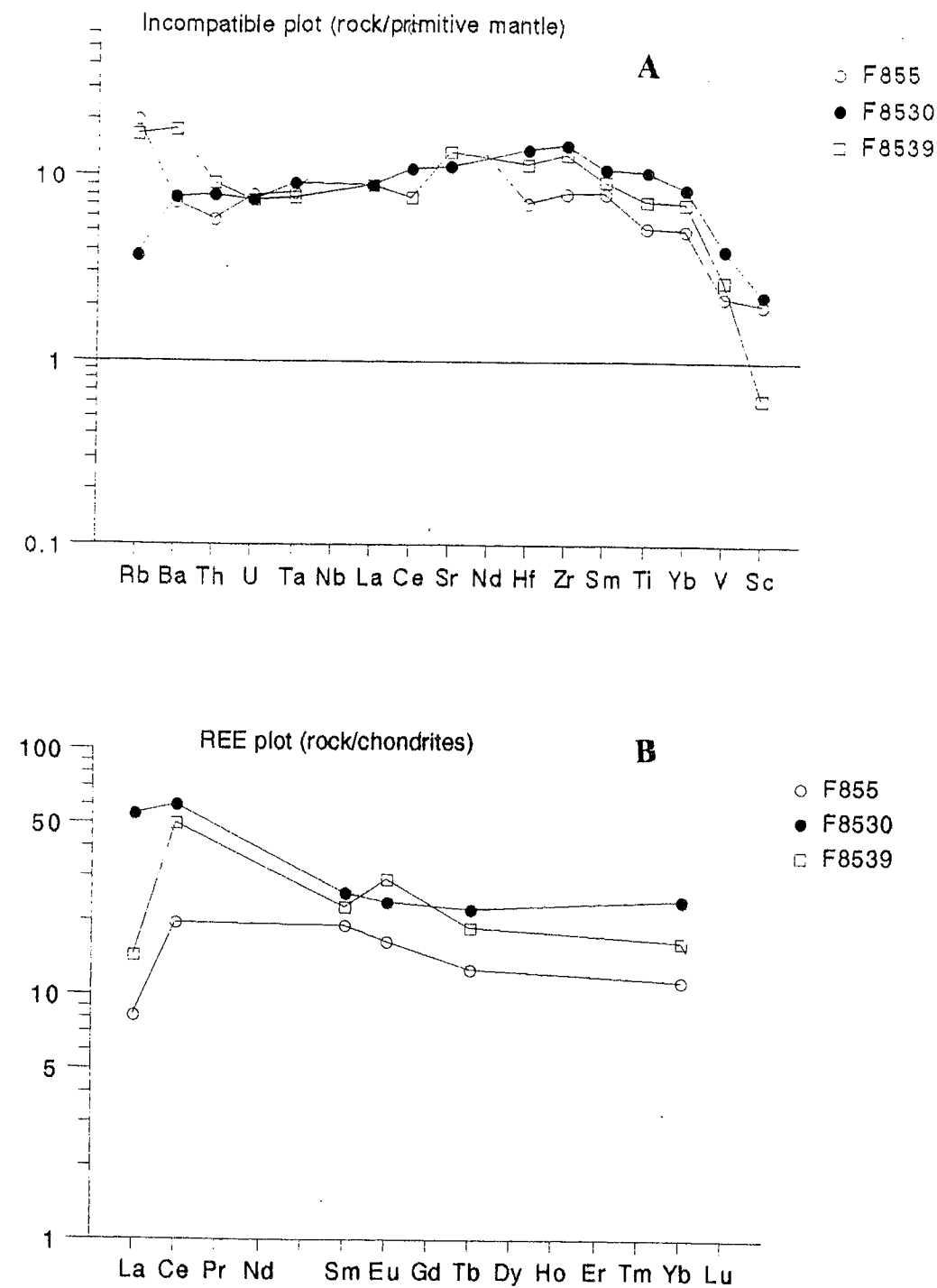


Fig.IV-37 : A - Diagrammes multi-éléments normalisés au manteau primitif (SUN et McDOUNOUGH, 1989) des roches magmatiques du Maroc central (bassin du Fourhal). B - Spectres des terres rares (normés aux chondrites) des roches magmatiques du Maroc central (bassin du Fourhal).

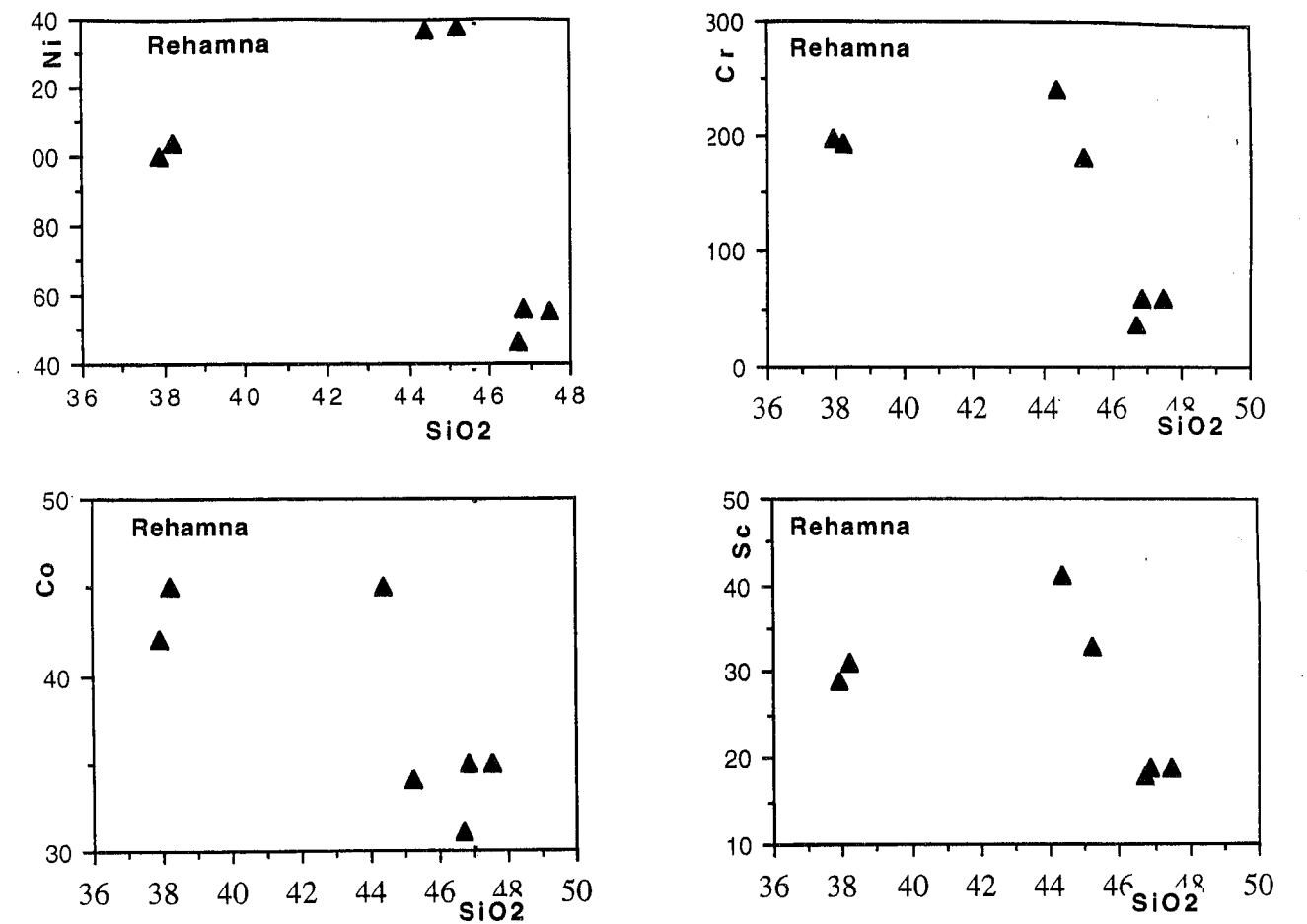


Fig.IV-38 : Diagrammes inter-éléments à élément de transition (Cr, Sc, Co, Ni) en fonction de SiO₂ pour les roches magmatiques des Rehamna.

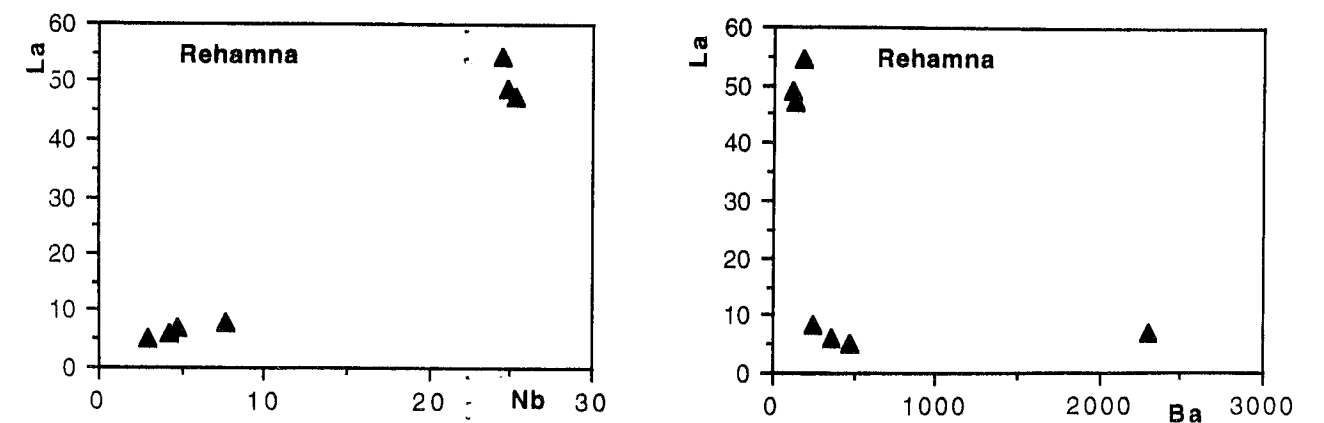


Fig.IV-39 : Position des roches magmatiques des Rehamna dans les diagrammes discriminants La/Ba, La/Nb de GILL (1981).

(La/Nb)N = 0,38 à 0,79 ou bien La/Nb = 1,06 à 2,2), les laves de Rehamna sont similaires aux MORB enrichis (MORB-E ont La/Nb < 1 : GILL, 1981) (Fig.IV-39).

c- Les spectres des terres rares élargis

Les deux ensembles individualisés ci-dessus sont distingués aussi par l'allure des spectres des terres élargis (Fig.IV-40a et b)

- le premier groupe de roches primitives montre des spectres presque plats ou légèrement fractionnés ((La/Yb)N = 1,9 à 2,5) avec une légère anomalie négative en Nb ((Nb/Zr)N = 0,1 à 1,17 ; (La/Nb)N = 0,38 à 0,79 ou bien La/Nb = 1,06 à 2,2. (Fig.IV-40).

- le second groupe de roches différenciées présente des spectres enrichis depuis les terres rares lourdes jusqu'aux terres rares légères ((La/Yb) N varie de 19 à 23), avec une anomalie positive en Nb ((Nb/Zr)N = 2,5 à 2,6 comme dans les basaltes alcalins (Fig.IV-40).

En résumé, les laves basaltiques, spilitiques des Rehamna (coulées et sills) se subdivisent en deux groupes ; l'un primitif de caractère tholéïtique appauvri en LILE, en terres rares légères et Nb, l'autre plus différencié, de caractère alcalin, plus enrichi en LILE, en terres rares légères et Nb.

I-4-Les laves du bassin de SIDI BETTACHE

I-4-1- Les éléments majeurs

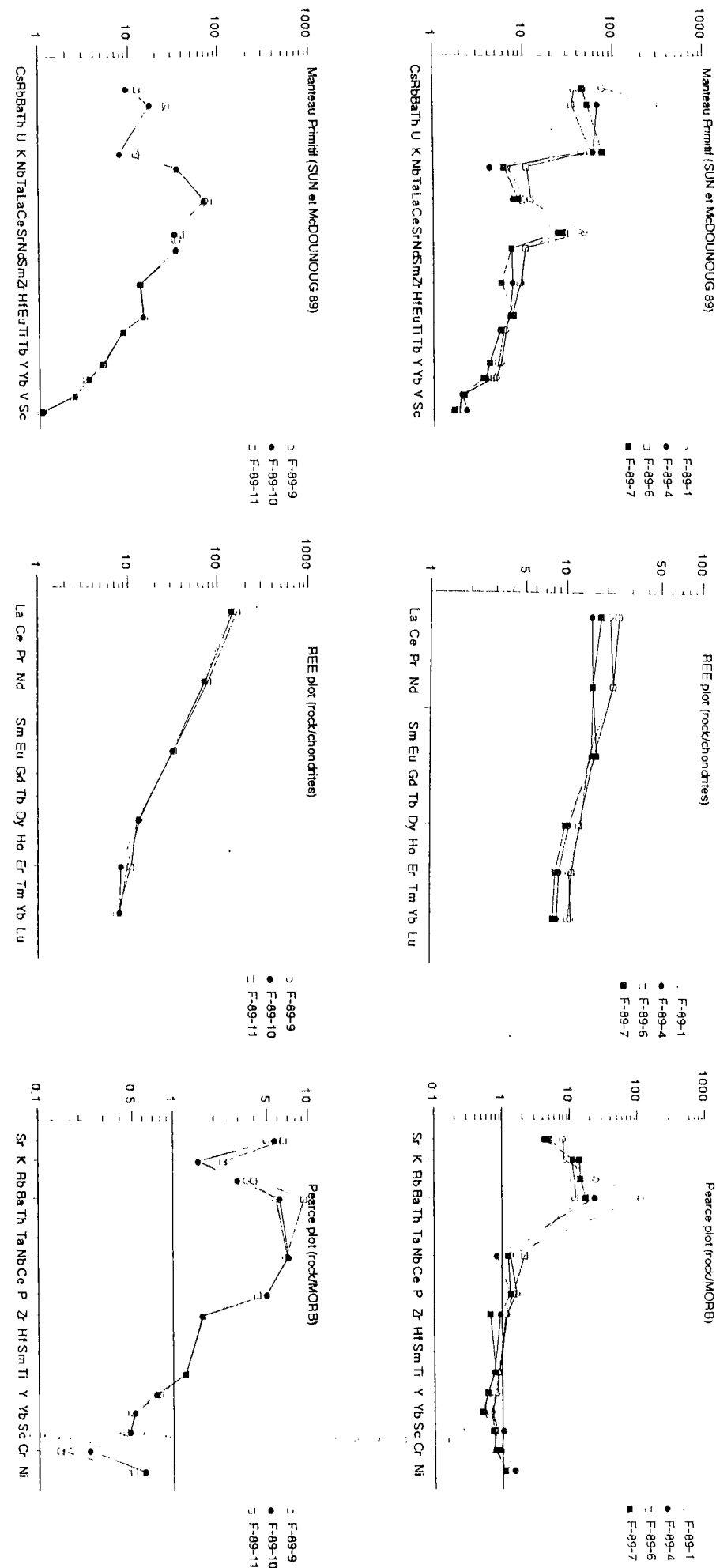
a - Les dolérites de l'oued KHORIFLA

Dans le tableau (IV-7A) sont présentées les analyses chimiques des roches totales, correspondant à trois filons dolériques différents.

L'examen de ce tableau montre que la composition générale de ces roches est de type basaltique, avec des teneurs de SiO₂ demeurent faibles comprises entre 42,60 et 48,20 %, une somme de Fer total + MnO + MgO + TiO₂ élevée (moyenne de 17,8 %), une teneur moyenne de TiO₂ égale à 2 %, et le rapport CaO/Na₂O + K₂O est supérieur à l'unité et compris entre 1 et 2. MgO montre une assez importante fluctuation dont la moyenne est de 6,6 % avec des valeurs qui varient de 4,56 à 10,50 %.

Ce sont des compositions basaltiques relativement riches en Al₂O₃ dont la moyenne varie autour de 16 % avec une valeur minimum de 14,50 % et un maximum de 18,10 %. CaO montre aussi des variations importantes de 2,2 à 8,20 %. La teneur en Na₂O est aussi élevée (2,63 à 5,32), accompagnée par des faibles teneurs en K₂O (inférieur à 0,87 %). La perte au feu (CO₂ + H₂O) est supérieure à 6 %. La comparaison avec des compositions moyennes de

Fig.IV-40 : A - Diagrammes multi-éléments normalisés au manteau primitif (SUN et McDOUGALL, 1989) des roches magnétiques des Rehamna. B - Spectres des terres rares (normalisés aux chondrites) magnétiques des Rehamna. C - Diagrammes multi-éléments normalisés au MORB PEARCE (1983) des roches magnétiques des Rehamna.



différents types de basaltes (basalte alcalin, tholéïtes) s'avère difficile. Dans le tableau de comparaison (Tab.IV-8) figurent les moyennes de différents types de basaltes ; on constate que :

- malgré la teneur élevée en Al_2O_3 , les dolérites ne peuvent pas être des " High alumina basalts " (Al_2O_3 : 17 à 18 % correspond à $TiO_2 = 1,5$ %) à cause de la teneur élevée en TiO_2 (> 2).

- d'après leur faible rapport $CaO/Na_2O + K_2O$ (compris entre 1 et 2), leur teneur en Al_2O_3 (= 16 %) et leur teneur en Fer total (= 9 %), ces dolérites se rapprochent des basaltes alcalins ($CaO/Na_2O + K_2O = 1,5$ à 2,5, $Al_2O_3 = 14$ à 16,9 %, Fer = 11 à 13 %).

- comparées à la composition moyenne d'une tholéïte (Tab.II-15c), les dolérites de l'Oued Khorifla se rapprochent de celle-ci par la teneur de $TiO_2 = 2$ (tholéïte de 2 à 2,24 %), par le rapport $FeO/MgO < 1,5$ (pour les roches altérées) tholéïte à olivine $FeO/MgO = 1,2$ alors que le basalte alcalin à $FeO/MgO > 1,5$.

En résumé, d'après la composition en éléments majeurs ces dolérites du Khorifla sont intermédiaires entre un basalte alcalin et une tholéïte, mais plus proches d'un basalte alcalin.

b - Les laves en coussin de l'oued KHORIFLA

L'examen du tableau (IV-7B) met en évidence les caractères chimiques essentiels de ces laves en coussins et en lentilles. Toutes les analyses sont celles de basaltes. Avec des teneurs en SiO_2 assez variables comprises entre 39,60 et 48,60 % (les plus faibles teneurs sont dus à l'altération). La proportion de la somme $FeO + MgO + MnO + TiO_2$ est largement supérieure à 14 % avec des valeurs extrêmes de 14,05 et 22 %. Les teneurs de TiO_2 demeurent relativement faibles (1,28-1,5 %). Quant aux teneurs en Al_2O_3 , elles sont légèrement inférieures à la teneur moyenne d'un basalte (16 %) ; ces teneurs varient de 12,9 à 16,70 % mais la dernière valeur correspond à un échantillon chloritisé. En revanche, le CaO est sujet à des variations considérables, variant de 4,70 à 13,40 %. Cette variation ne serait liée qu'à l'abondance ou non de la calcite associée à l'albitisation de la roche. Le caractère spilitique est bien montré par l'importance de Na_2O (2,13 à 4,37 %) et de la perte au feu, en particulier celle de H_2O (6,87 à 10,60 %), par la faible teneur de SiO_2 , MgO , K_2O (inférieur à 0,8) et de CaO (dans les échantillons où il n'y a pas de calcite).

En résumé, la composition chimique des coulées en coussin de l'Oued Khorifla est proche de celle des dolérites mais avec une teneur relativement faible en titane. La composition des pyroxène est nettement moins alcaline que celle des pyroxènes des dolérites de l'Oued Khorifla.

c- Les laves des BENI ABID

Dans le tableau (IV-7C), sont rassemblées les analyses de roches de types basiques. Ces roches sont des spilites. Elles se caractérisent par une très forte perte au feu ($H_2O + CO_2$) qui

		SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3 total	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO_2
série tholéïtique	3 tholéïtique picricique	46,4	8,5	13,4	10,3	7,4	1,5	0,3	2,0
	tholéïte à olivine	49,16	13,33	12,1	10,41	10,93	2,13	0,51	2,29
	3 andésitique tholéïtique	53,8	13,9	12,9	4,1	7,9	3,0	1,5	2,0
	andésite tholéïtique	58,31	13,77	10,57	2,27	5,58	3,91	1,38	1,71
	icelandica	61,76	15,36	8,84	1,76	5,04	4,37	1,62	1,27
série calcoalcaline	3 hyperalumineux	49,15	17,73	10,76	6,91	9,91	2,38	0,72	1,52
	α hyperalumineuse	58,65	17,43	7,08	3,28	6,26	3,82	1,99	0,79
	andésite	60,0	16,0	8,78	3,30	5,87	3,85	0,87	1,04
	dacite	69,68	15,21	3,19	0,91	2,70	4,47	3,01	0,36
	rhyolite	73,23	14,03	2,49	0,35	1,32	3,94	4,08	0,24
série alcaline	3 alcalin picricique	46,57	8,20	12,03	19,65	9,43	1,56	1,18	1,35
	ankaramica	44,1	12,1	13,87	13,0	11,5	1,9	0,7	2,70
	3 alc. à olivine pauvre en K	45,4	14,7	14,32	7,3	10,5	3,0	1,0	3,0
	3 alc. à olivine riche en K	42,43	14,15	15,27	6,71	11,91	2,77	2,04	4,11
	crachybasalte	46,48	16,68	12,23	4,65	9,40	3,80	3,07	3,10
	hawaïca	47,9	15,9	13,34	4,8	8,0	4,2	1,5	3,4
	mugearica	49,68	16,99	13,44	2,79	5,46	5,78	1,90	2,13
	triscanica	55,85	18,98	8,04	2,04	4,51	5,16	4,08	1,30
	benmorica	55,64	16,38	8,51	1,06	2,90	5,07	3,49	0,39
	crachyca	60,7	20,3	2,75	0,25	1,4	6,2	6,7	0,3
	phonolite	60,64	18,29	4,06	0,09	0,83	8,93	5,10	0,04

Tab.IV-8 : Composition chimique de roches volcaniques de référence, d'après IRVINE et BARAGAR (1971)

varie de 5,47 à 12,12%. De telles teneurs sont à corrélérer avec l'abondance des amygdales de calcite (voir la teneur en CaO). La teneur en H₂O (PF moins CO₂) est importante (4,24 à 9,36%), ce qui est dû en partie à la présence importante de chlorite dans ces roches. Si on compare les teneurs de certains éléments majeurs de ces spilites amygdalaires avec celles d'un basalte, on constate que la teneur faible de SiO₂ est de type basaltique et la somme (Fer total + MnO + MgO + TiO₂) est élevée, comparable à un basalte. Cependant, FeO montre une augmentation anormale jusqu'à 20%, accompagnée par une diminution du MgO (2,71 à 3,88%). Les teneurs en TiO₂ varient (0,77 à 3,46%) ; Al₂O₃ est anormalement élevé. La teneur en CaO varie de 0,2 à 11,5%, cette variation étant fonction de la proportion de calcite. La teneur en Na₂O est supérieure à celle d'un basalte, mais la teneur en K₂O est faible.

En résumé, la nature spilitique de ces laves est bien montrée par la perte au feu élevée ainsi que par la teneur en Na₂O accompagnée par une diminution en K₂O. Les variations considérables du fer et de l'alumine sont expliquées par l'abondance de la chlorite.

d - Les laves des SEHOUL (Tab.IV-7D)

A la lecture du tableau d'analyses on constate que l'ensemble des roches des Sehouls a une composition basaltique spilitisée. En effet, la teneur en SiO₂ est anormalement faible et qui est dû au caractère richement vésiculaire de ces laves (Perte au feu élevée, supérieure à 5 %). La somme des teneurs des éléments Fe₂O₃ + MgO = MnO + TiO₂ est en moyenne égale à 16,5 %. Certaines de ces laves sont évoluées (MgO = 4-6 %), d'autres sont presque primitives (MgO = 7-9 %). La teneur en TiO₂ est moyennement faible (1,2 à 1,7 %). Al₂O₃ varie de 13 à 17 %, les plus grandes teneurs étant sans doute à rapporter à l'abondance des minéraux secondaires phylliteux (chlorite) et non à l'origine magmatique (High Alumina Basalt). L'albitisation des plagioclases se traduit par l'élévation des teneurs en Na₂O (3 à 5,8 %). CaO est sujet à des variations considérables (5 à 14 %) qui sont liées à l'abondance ou non des vésicules remplies de calcite.

En résumé, la nature chimique de ces laves est basaltique spilitique, bien montrée par la perte au feu élevée ainsi que par la teneur en Na₂O accompagnée par une diminution en K₂O. Les variations considérables du fer et de l'alumine sont expliquées par l'abondance de la chlorite. Les fluctuations de CaO sont en relation avec l'abondance de la calcite.

DIAGRAMME DE MIYASHIRO (1975) (Fig.IV-41)

- Diagramme SiO₂ - FeO*/MgO

Dans ce diagramme, les points représentatifs des laves du bassin de Sidi Bettache se localisent dans le domaine tholéïtique. La différence se fait entre les dolérites, les laves en coussins de l'Oued Khorifla, les spilites des Sehouls et les spilites des Beni Abid.

- Diagramme FeO*-FeO*/MgO

Les points représentatifs des coussins et des dolérites de l'Oued Khorifla, ainsi que les spilites des Sehouls forment un nuage étiré perpendiculaire à la limite TH-CA et centré sur la courbe évolutive des "tholéïtes abyssales" avec un fort fractionnement du fer. L'évolution observée dans le diagramme précédent se retrouve ici : les faciès les moins évolués sont les dolérites et les laves en coussins du Khorifla, puis viennent les spilites des Sehouls qui montrent un enrichissement en fer, ce qui explique leur emplacement dans le domaine des tholéïtes. Les roches acides de Beni Abid se trouvent dans le domaine franchement tholéïtique avec cependant un profil "plat" qui reflète un caractère transitionnel.

- Diagramme TiO₂-FeO*/MgO

L'évolution des séries étudiées en fonction de TiO₂ est très analogue à l'évolution en fonction de FeO*. Là encore, les deux domaines évoluent de manière radicalement différente, avec les nuances déjà constatées. Dans le domaine nord-occidental, les laves de l'Oued Khorifla et les spilites des Sehouls montrent un fort enrichissement en TiO₂ au cours du fractionnement et se comportent donc comme les tholéïtes typiques ; les spilites de Beni Abid ont de très fortes teneurs en TiO₂, sauf l'échantillon le plus évolué (136-4) qui montre une teneur anormalement basse (autour de 1 %), alors que sa teneur en FeO* est "normale" par rapport à celle de ses compagnons : il y a peut-être là une analyse à vérifier. Les roches acides de Beni Abid montrent une évolution "plate" sans enrichissement notable en TiO₂ : on retrouve là le caractère transitionnel marqué de cette série.

Les diagrammes de MIYASHIRO permettent donc de montrer que les laves du bassin de Sidi Bettache présentent des tendances tholéïtiques franches (Oued Khorifla, Sehouls) à transitionnelles (Beni Abid), avec des enrichissements modérés en SiO₂ et un fort fractionnement de FeO et de TiO₂ au cours de l'évolution des liquides.*

I-4-2- Les éléments en trace des laves du bassin de SIDI BETTACHE

a - Les éléments de transition

Les laves en coussins du Khorifla semblent être les termes les plus primitifs avec des teneurs en Cr comprises entre 265 et 597 ppm, des teneurs en Ni qui varient de 167 à 425 ppm

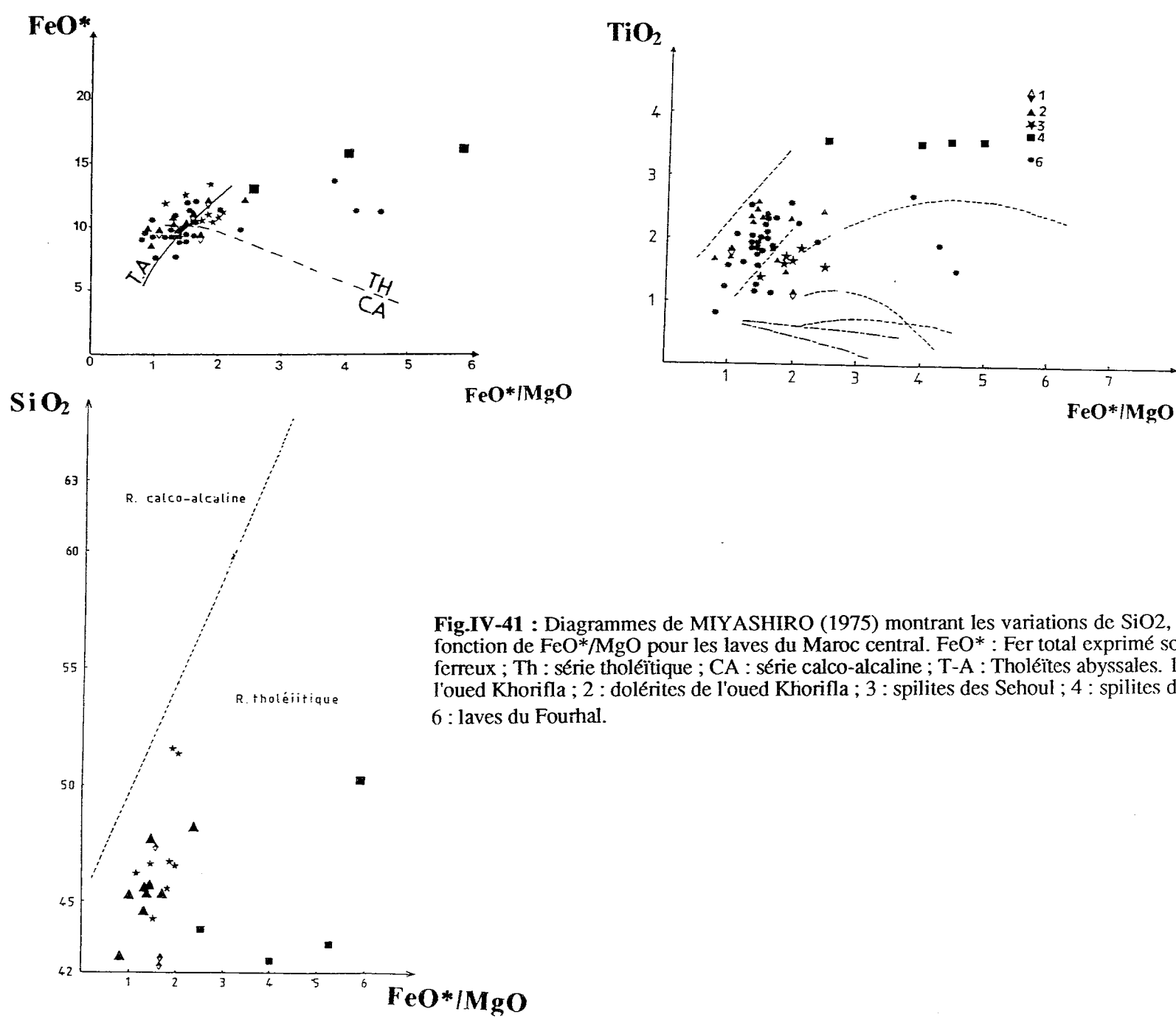


Fig.IV-41 : Diagrammes de MIYASHIRO (1975) montrant les variations de SiO_2 , FeO^* et TiO_2 en fonction de FeO^*/MgO pour les laves du Maroc central. FeO^* : Fer total exprimé sous forme d'oxyde ferreux ; Th : série tholéitique ; CA : série calco-alcaline ; T-A : Tholéites abyssales. 1 : pillow-lavas de l'oued Khorifla ; 2 : dolérites de l'oued Khorifla ; 3 : spilites des Sehoul ; 4 : spilites des Beni Abid ; 6 : laves du Fourhal.

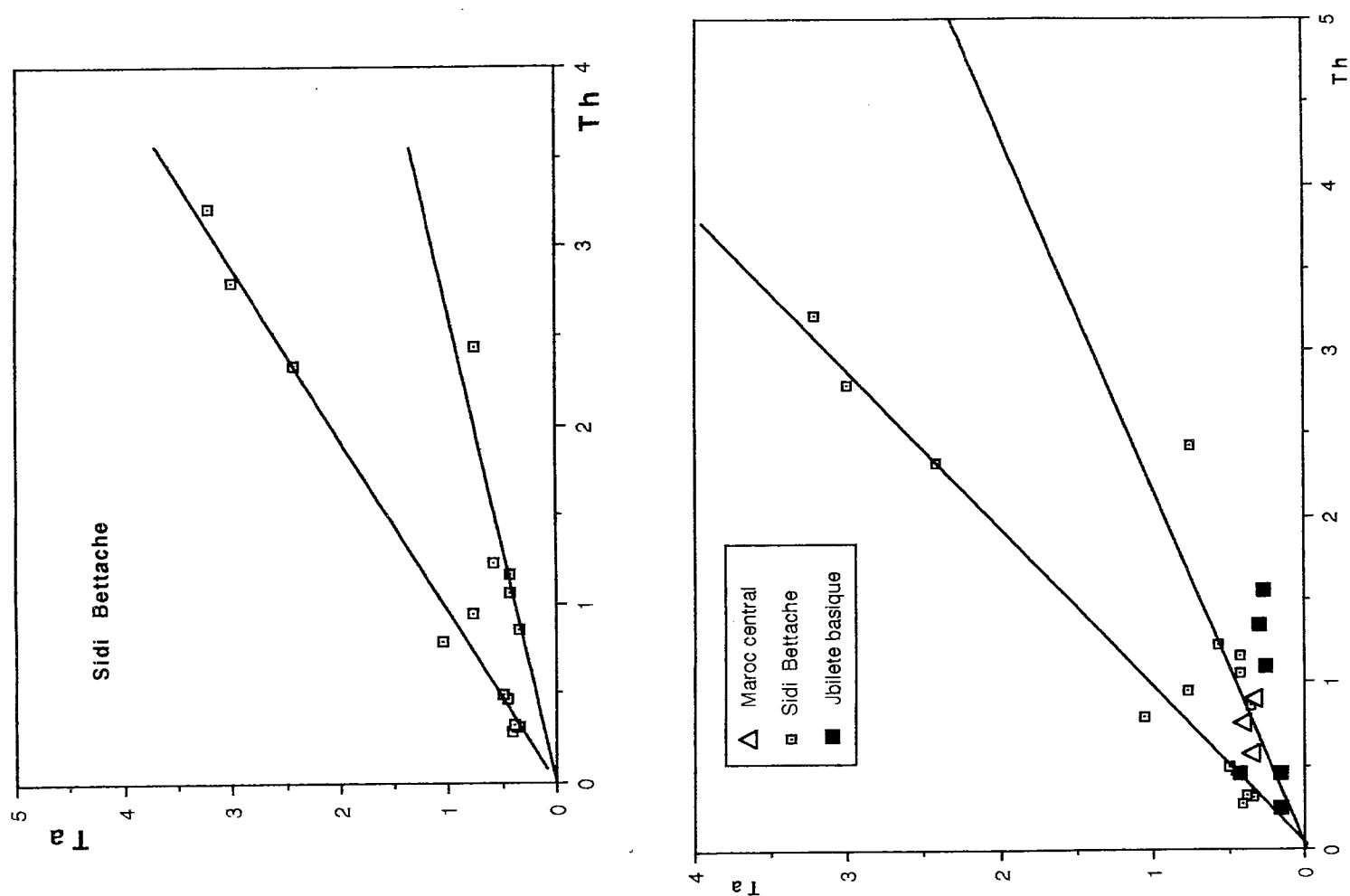


Fig.IV-42 : Diagrammes inter-éléments Ta/Th (fig-A), $\text{LogTh} / \text{LogTa}$ (fig-B) (JORON et TREUIL, 1977) montrant les corrélations linéaires entre éléments hygromagmatophiles des laves du Maroc central (bassin de Sidi Bettache). 1 : pillow-lavas de l'oued Khorifla ; 2 : dolérites de l'oued Khorifla ; 3 : spilites des Sehoul ; 4 : spilites des Beni Abid ; 5 : laves acides des Beni Abid ; 6 : laves du Fourhal.

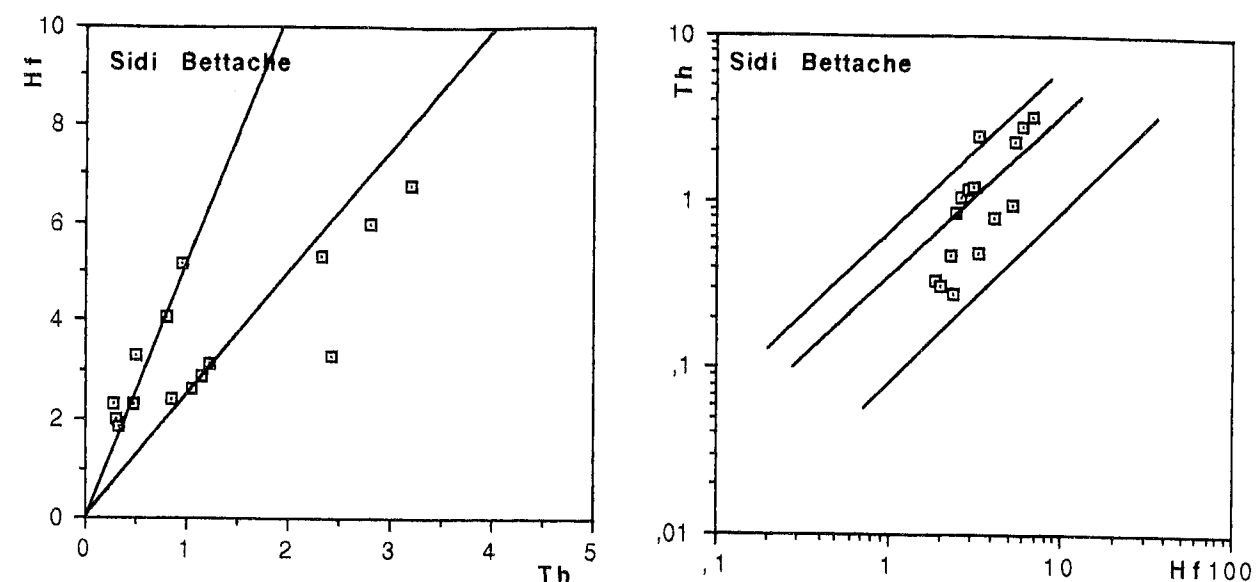


Fig.IV-43 : Diagrammes inter-éléments Hf/Th (fig-A), Log Hf / LogTh (fig-B) (JORON et TREUIL, 1977) montrant les corrélations linéaires entre éléments hygromagmaphiles des laves du bassin de Sidi Bettache.

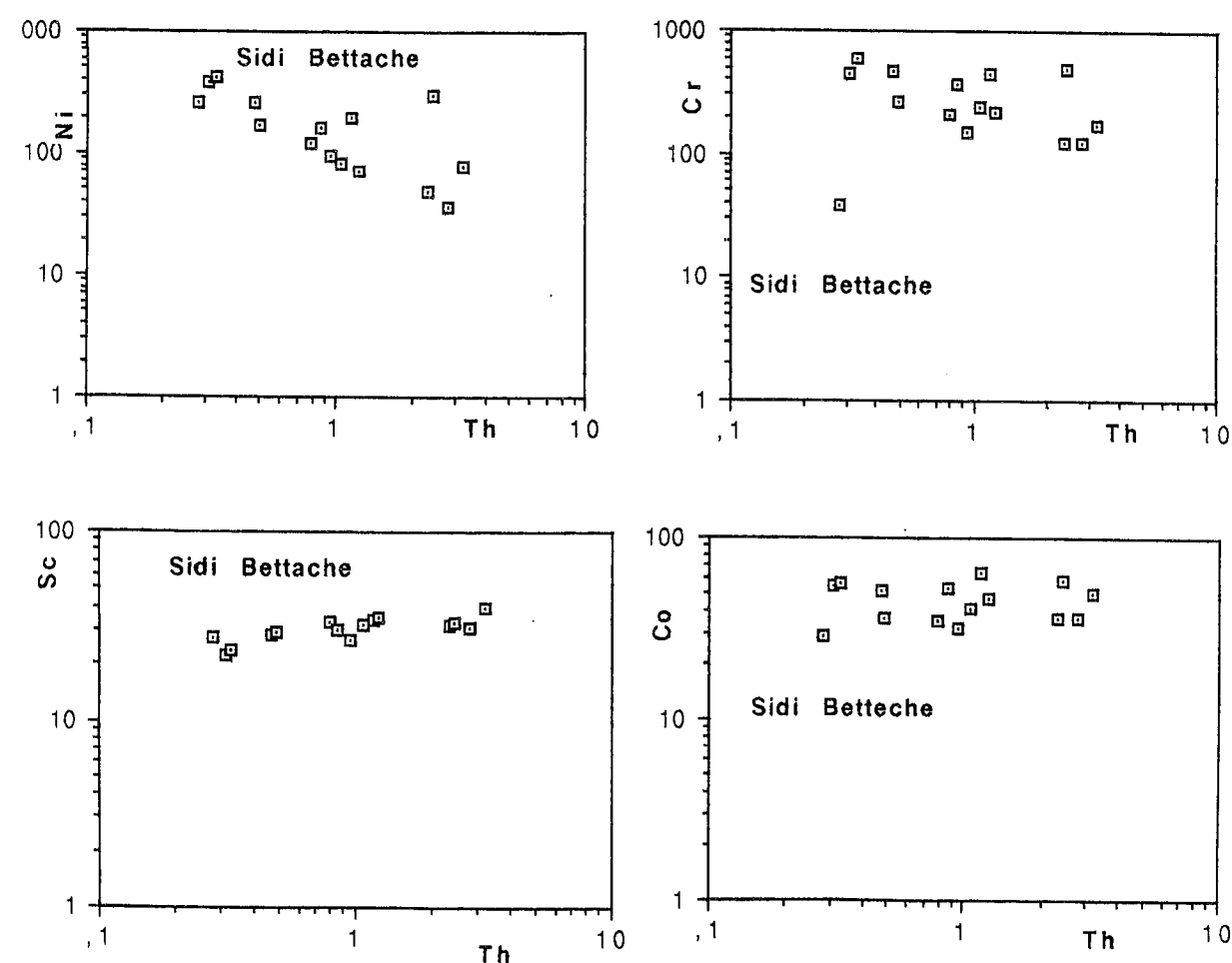


Fig.IV-44 : Diagramme inter-éléments Log/Log entre un élément de transition (Cr, Co, Ni) et un élément fortement hygromagmaphile (Th), faisant apparaître les variations différentes des processus de fusion partielle (F.P) et de cristallisation fractionnée (C.F) pour les roches du bassin de Sidi Bettache. D'après JORON et TREUIL (1977).

et des teneurs en Co comprises entre 30 et 55 ppm. Les dolérites du Khorifla sont plus différenciées que les laves en coussins, avec $151 < Cr < 265$ ppm, $94 < Ni < 255$ ppm et $30 < Co < 35$ ppm. Les fluctuations importantes de ces éléments sont liées à la composition minéralogique en particulier à l'abondance de l'olivine).

Les spilites de Sehoul sont des termes presque primitifs, avec $224 < Cr < 499$ ppm, $73 < Ni < 304$ ppm et $41 < Co < 63$ ppm.

Quant aux spilites de Beni Abid, les plus alcalines elles sont les plus évoluées et leurs teneurs en Cr, Ni et Co sont plus faibles que les laves précédentes, avec $124 < Cr < 170$ ppm et $37 < Ni < 77$ ppm, $35 < Co < 48$ ppm ; à noter que ces spilites alcalines sont riches en Vanadium (430-534 ppm), cette élévation en V semblant être liée à la teneur en TiO_2 (3 à 3,46 %).

b- Diagrammes inter-éléments incompatibles

- Corrélation linéaire entre Th et Ta (Fig.IV-42)

L'ensemble des laves du bassin de Sidi Bettache ont un rapport $(Th/Ta)_N$ faible (0,33-1,5), ainsi, dans le diagramme (Fig.IV-42) Ta en fonction de Th, les points représentatifs des laves se placent sur deux droites avec des rapports Th/Ta respectivement compris entre 0,68 et 2,30, 1,42 et 4,91. On remarque que les laves en coussins et les dolérites de l'oued Khorifla s'alignent avec les spilites de Beni Abid ($Th/Ta \neq 1$) ; par comparaison à d'autres séries classiques des roches volcaniques, leur corrélation linéaire se rapproche des séries transitionnelles des sites distensifs (Islande, Boina) ; les spilites de Sehoul et quelques échantillons de spilites de Beni Abid s'alignent sur une droite avec un rapport Th/Ta un peu plus élevé. Cette seconde corrélation qui est intermédiaire confère à ces dernières laves un caractère plus alcalin que les précédentes (TREUIL et VARET, 1973 ; TREUIL et JORON, 1975).

- Corrélation linéaire entre Th et Hf (Fig.IV-43)

Les observations faites ci-dessus sont retrouvées dans la figure (IV-43) avec un meilleur alignement des différentes séries sur les droites de corrélation.

D'après WOOD et al., (1979), les rapports Hf/Th compris entre 2,5 et 12,5 sont typiquement ceux des séries transitionnelles (Islande), comme c'est le cas des coussins et des dolérites de l'Oued Khorifla. Les rapports inférieurs à 2,5 correspondent à des séries plus alcalines : c'est le cas des spilites de Sehoul et de l'ensemble des roches des Beni Abid.

c- Diagramme de corrélation entre éléments de transition et éléments hygromagmaphiles (Fig.IV-44)

Les diagrammes $\log(Ni) = f(\log(Th))$, $\log(Co) = f(\log(Th))$, $\log(Sc) = f(\log(Th))$ et le diagramme $\log(Cr) = f(\log(Th))$ montrent qu'il y a :

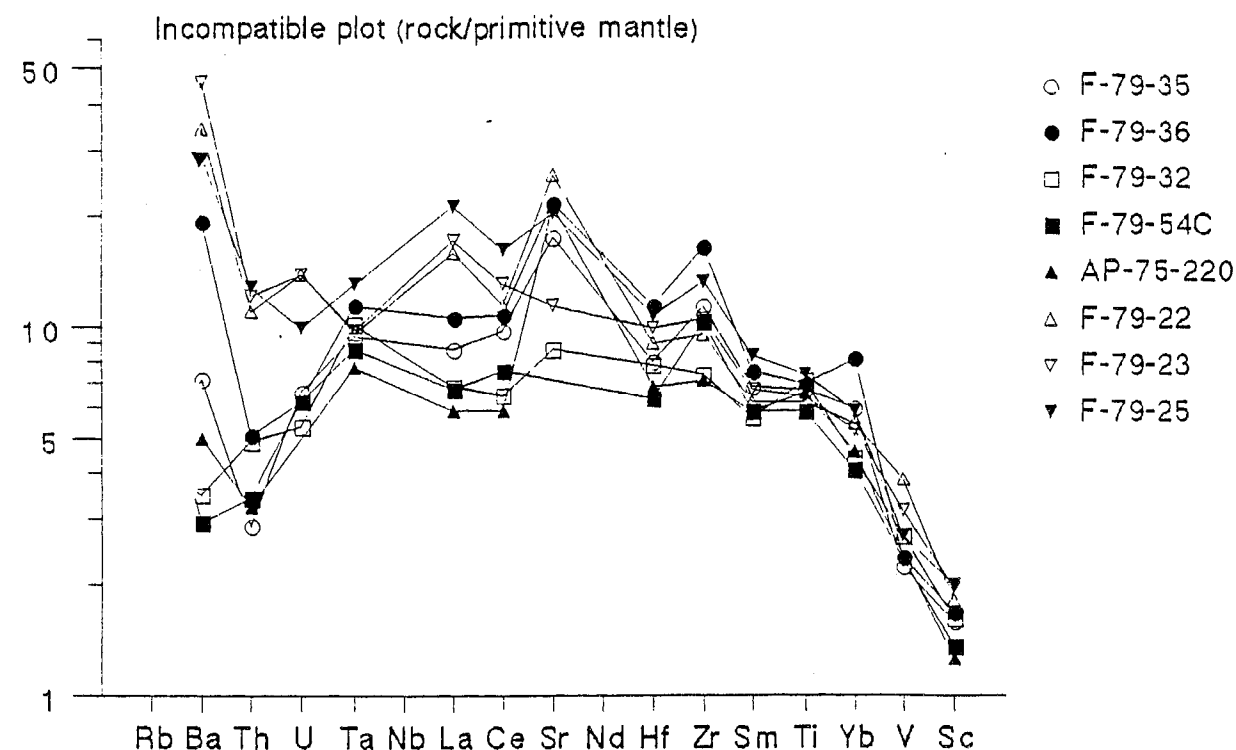


Fig.IV-45 : Diagrammes multi-éléments normalisés au manteau primitif (SUN et McDOUNOUGH, 1989) des roches magmatiques du bassin de Sidi Bettache.

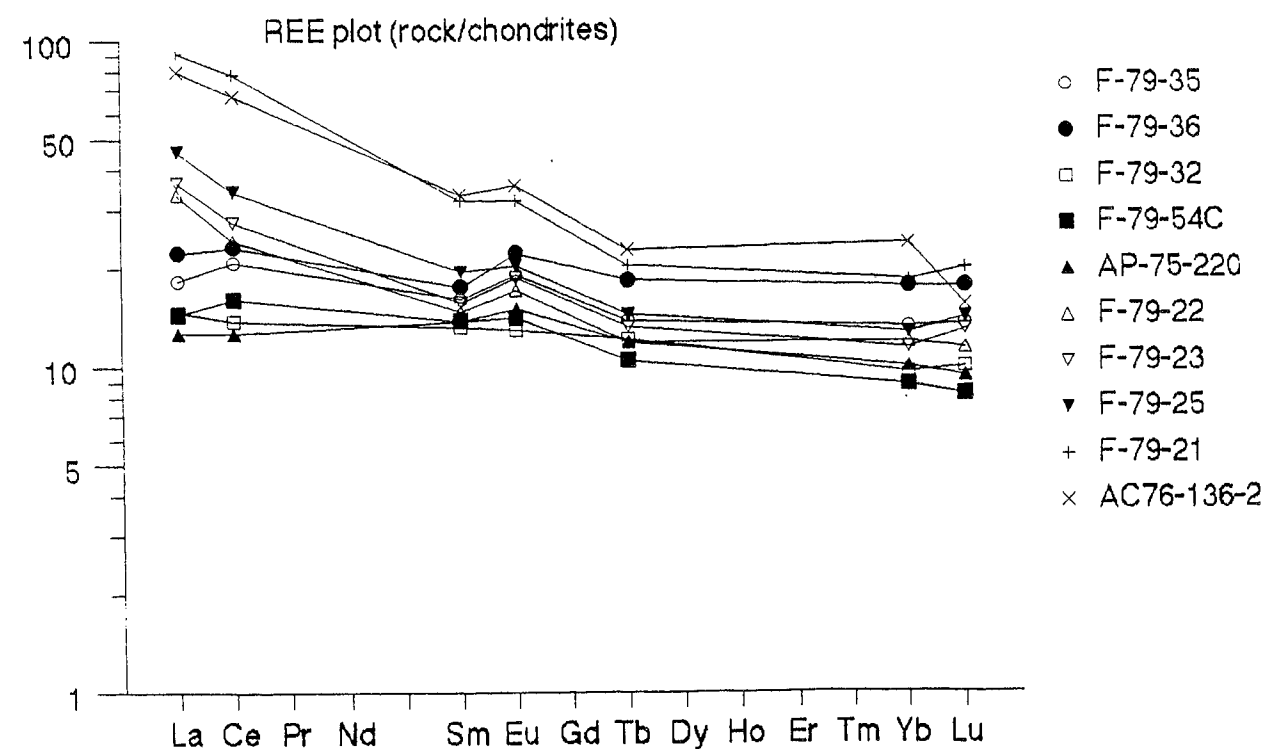


Fig.IV-46 : Spectres des terres rares (normés aux chondrites) de l'ensemble des laves du bassin de Sidi Bettache.

1°/ deux souches qui proviennent d'un même solide mais soumis à des taux de fusion différents. Une souche est formée par l'ensemble des pillows, des dolérites de l'oued Khorifla et les spilites de Beni Abid ; l'autre se compose de l'ensemble des spilites des Sehoul.

2°/ à partir de chacune de ces souches se différencient des laves par cristallisation fractionnée, c'est à dire que les laves des coussins donnent d'abord les dolérites de l'Oued Khorifla puis les spilites de Beni Abid.

Enfin, les laves des spilites de Sehoul se différencient des autres par un taux de fusion différent.

d- Spectre des terres rares (Fig.IV-45-46)

Les données sur les terres rares des laves du bassin de Sidi Bettache confirment les résultats obtenus par les corrélations linéaires entre éléments hygromagmaphiles. En effet, l'examen de l'ensemble des courbes des terres rares montre deux types de laves :

- les laves de l'Oued Khorifla ($Th / Ta \neq 1$) ont la somme en terres rares faible et peu variable (Fig.IV-45) : de 32,91 à 59 dans les dolérites ; de 22 à 25,43 ppm dans les laves en coussins. Ces dernières montrent des spectres de terres rares (normés aux chondrites) (Fig.IV-46) presque plats ($La / Yb)_N$: 1,26 à 1,54) et plus basses que les courbes de terres rares des dolérites de l'Oued Khorifla dont ($La / Yb)_N$: 1,25 à 3,94) ; l'allure de ces spectres rappelle celle des séries transitionnelles des zones d'expansion (zone FAMOUS, Afar : JORON et al., 1976). Les spectres des terres rares élargis (normés au manteau primitif) (Fig.IV-45) présentent une anomalie en Ta modérément positive voire nulle ($Ta / Hf)_N = 1,10-1,93$) ; comparées aux spectres des MORB ou aux basaltes alcalins, les laves de l'Oued Khorifla se rapprochent des tholéïtes enrichies de type MORB-E (SUN et McDONOUGH, 1989).

- les laves des Sehoul et des Beni Abid (Fig.IV-46) montrent des courbes de terres rares plus hautes et fractionnées avec un enrichissement en terres rares légères ($La / Sm)_N$: 1,98-3,48) et un fractionnement des terres rares lourdes ; le rapport ($La / Yb)_N$ varie respectivement de 3,01 à 5,94 et de 3,54 à 5,38. L'allure de ces courbes rappelle celle des basaltes alcalins au voisinage des zones d'accrétion. Les spectres des terres rares élargis de ces laves montrent une anomalie légèrement positive voire inexistante ($Ta / Hf)_N = 1,11-3,75$) et un enrichissement en terres rares ; les courbes sont intermédiaires entre celles des MORB-E et des basaltes alcalins mais plus proches des MORB-E.

L'ensemble des spectres montre qu'ils sont sensiblement parallèles entre eux, ce qui confirme leur lien génétique (Fig.IV-46).

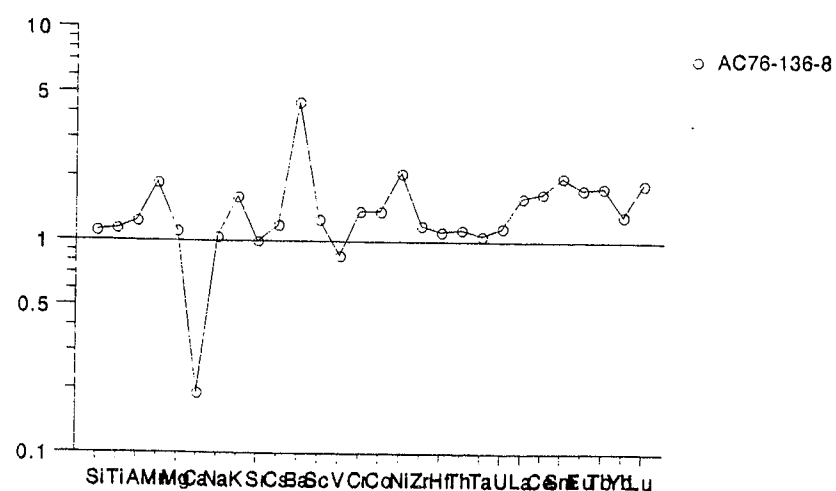
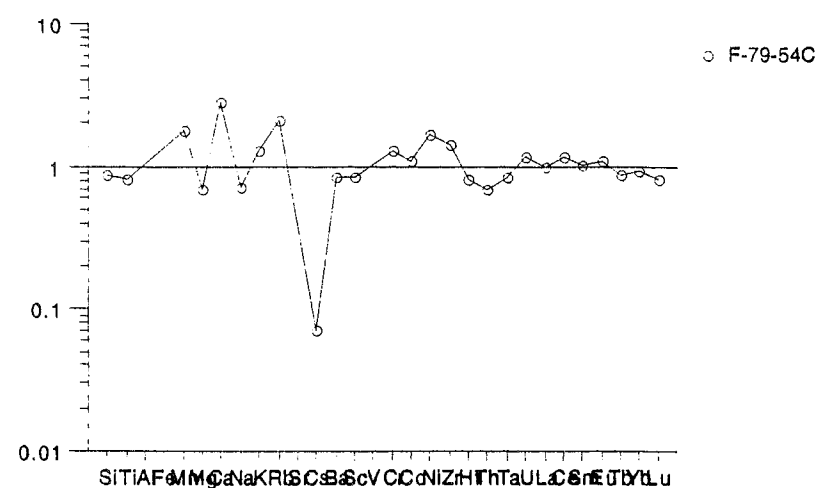
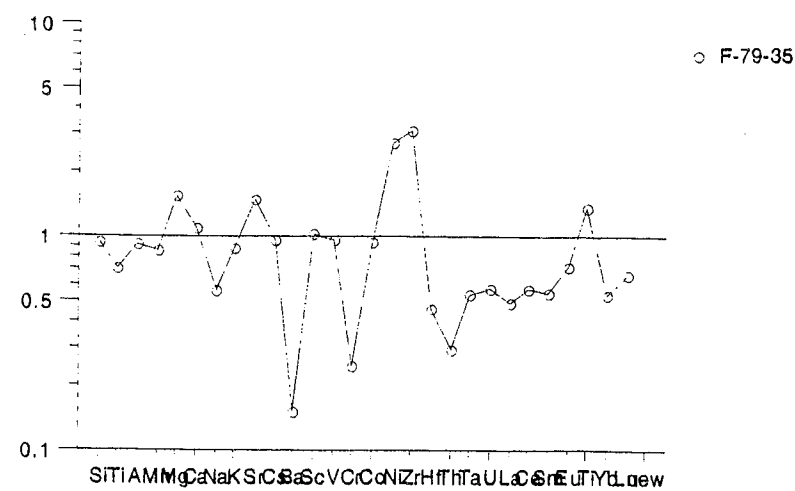


Fig.IV-47 : Diagramme multi-éléments d'une roche altérée normalisés à son équivalent roche moins altérée de même affleurement (BIENVENU et al., 1990), rendant compte de la mobilité des éléments. C_j^F : Concentration de l'élément j dans la roche fraîche. C_i^A : Concentration de l'élément i dans la roche altérée. Les éléments immobiles placés le long de "la ligne de référence" correspondent à la moyenne du rapport C_j^A / C_i^F . Les éléments mobiles sont placés soit au dessus (apport) soit en dessous (perte) de cette ligne de référence.

I-5- Discussion

Les roches magmatiques de la Meseta occidentale : un magma de source mantellique unique et non contaminée ?

Les différents diagrammes géochimiques utilisés et présentés plus haut montrent à l'évidence que, si les roches magmatiques basiques étudiées dans cette région sont d'origine mantelliques et d'affinité tholéitique à transitionnelle, il n'en demeure pas moins que de nombreux indices suggèrent l'intervention de mécanismes divers, tels que la contamination crustale, l'altération hydrothermale, etc... susceptibles d'avoir modifié leur composition primaire. Examinons brièvement chacun de ces mécanismes.

Comportement des éléments au cours de l'altération

La spilisation des magmas basiques de la Meseta occidentale est montré par l'association minéralogique à albite + chlorite + épidote + calcite + quartz + séricite + sphène. Cette paragenèse de type faciès schiste vert est inégalement répartie et elle semble être d'origine hydrothermale comme en témoigne la présence des sulfures.

Les laves les plus affectées par cette altération sont les laves du bassin de Sidi Bettache où la chloritisation et la calcitisation sont remarquables et où, par conséquent, la chimie des roches a été profondément modifiée par l'augmentation de la perte au feu (de 5 à 10 %), le lessivage des éléments majeurs tels que SiO_2 , CaO et K_2O , à l'augmentation de Na_2O (jusqu'à 5 %) et parfois, un apport de Fer qui se traduit par une chloritisation très importante.

Les éléments en traces tels que LILE (Rb, Ba, Sr, Cs) ont considérablement bougé : on assiste souvent à une perte remarquable de Ba associée au lessivage de K_2O . De même, Th, U se sont montrés mobiles. L'application de la méthode de BIENVENU et al. (1990), consistant à normaliser les concentrations d'une roche altérée par rapport celles d'une autre plus fraîche sur spectre, nous permet de constater que même les terres rares légères (La, Ce, Eu) peuvent être mobiles (Fig.IV-47). Ainsi, sur les quelques exemples traités, on constate que les variations des teneurs des éléments compatibles sont liés à la composition minéralogique, à savoir l'abondance des olivines et des clinopyroxènes. Les éléments HFSE restent presque inertes. Toutefois, la convergence des données pétrographiques, minéralogiques et géochimiques (éléments majeurs et en traces) nous permet d'estimer que la géochimie des traces reflète en partie la signature géochimique du magma originel.

Les laves acides de composition trondhjémitique sont à notre avis d'origine secondaire, métasomatique, car les variations de K_2O sont observées soit avec déficit soit avec excès au sein du même affleurement ou du même filon. Par ailleurs, l'observation pétrographique montre la présence de phénocristaux de feldspath potassique perthitique dans les trondhjémites, alors

que la chimie de la roche totale indique un appauvrissement en K₂O. Ceci n'implique-t-il pas un départ ultérieur de cet élément ?

Cristallisation fractionnée et contamination

La cristallisation fractionnée semble être le principal processus de différenciation des laves basiques de la Meseta occidentale. Elle est bien évidente dans les roches basiques intrusives des Jbilette centrales. Ainsi, dans le sill de Kettara, l'évolution se fait par gravité depuis les cumulats à olivine jusqu'aux gabbros riches en plagioclase (euphotide) appelés leucogabbros (ESSAIFI et CAPDEVILA, sous presse). Dans le sill d'El Mnaa, la cristallisation fractionnée se fait depuis les gabbros jusqu'aux diorites quartziques.

En ce qui concerne les laves du bassin de Sidi Bettache, on constate qu'il y a deux souches qui proviennent d'un même solide mais soumis à des taux de fusion différents. La première souche est formée par l'ensemble des coussins, des dolérites de l'Oued Khorifla et les spilites de Beni Abid. L'autre est composée de l'ensemble des spilites des Sehoul. A partir de chacune de ces souches se différencient des laves par cristallisation fractionnée. Les laves des coussins donnent d'abord les dolérites de l'Oued Khorifla puis les spilites des Beni Abid (Fig.IV-44, Fig.IV-46a).

Fusion partielle

Les spectres des terres rares (Fig.IV-46a) montrent que les laves de Sidi Bettache dérivent d'une même source magmatique et la cristallisation fractionnée n'est pas le seul processus responsable de la différenciation de ces laves car agit la différence de taux de degré de fusion partielle de la même source mantellique. Ce taux est plus élevé pour les laves de Khorifla (spectres de terres rares presque plats) et plus faible pour les laves des Sehoul et des Beni Abid, plus enrichies en terres rares légères (spectres à pente élevée pour les terres rares légères et pente plat pour les terres rares lourdes).

Nature de la source et contamination

La Meseta occidentale : un bassin arrière-arc ?

Les compositions chimiques des roches magmatiques étudiées de la Meseta occidentale suggèrent fortement un contexte d'arrière-arc pour cette région : les diagrammes normalisés multi-éléments appauvris à légèrement enrichis, intermédiaires entre ceux des MORB appauvris et ceux des MORB enrichis avec une légère anomalie négative en Ta-Nb ; le rapport La/Nb est toujours inférieur à 2 ; l'enrichissement en Fer au cours de l'évolution magmatique ; l'emplacement des points représentatifs dans certains diagrammes discriminants est intermédiaire entre les champs des basaltes intraplaques et des basaltes d'arc ; le rapport Th/Ta est considéré comme le meilleur marqueur des contextes géodynamiques (JORON et TREUIL,

1977). Pour les magmas de la Meseta occidentale, ce rapport est tantôt inférieur à 1, tantôt est compris entre 1 et 5, c'est à dire intermédiaire entre la valeur des MORB (voisin de 1) et celles des laves orogéniques (>5). Ce caractère intermédiaire, caractérise les bassins d'arrière-arc.

En effet, les bassins arrière-arc peuvent avoir des compositions en éléments en traces variables et intermédiaires entre celles des MORB-N et celles des laves d'arcs insulaires (IAV) (SAUNDERS et TARNEY, 1984).

Dans le cas de bassin d'arrière-arc des Mariannes, cette disposition intermédiaire a été décrite par WOOD et al. (1981) et CABANIS (1986), et expliquée de deux façons : la première est la présence d'une source mantellique plus hydratée ou métagénisée sous l'influence de la plaque subductée, ce qui est concevable si les fossés s'ouvrent au dessus du plan de Bénioff ; la seconde fait appel à un effet de source dû à une transformation du manteau qui a gardé l'empreinte d'une métagénèse sous l'influence d'une subduction antérieure fossile. La fusion du manteau encore partiellement hydraté conduit à des rapports intermédiaires. Cette dernière hypothèse est aussi suggérée par CABANIS (1986) pour expliquer les valeurs intermédiaires du rapport Th/Ta des dolérites fini-paléozoïques au nord du massif Armoricaïn mises en place, dans un contexte distensif, à l'intérieur d'un craton cadomien.

Récemment, une étude des bassins de Lau, des Fidjis et Okinawa (BOESPFLUG, 1990) montre que les basaltes des bassins arrière-arcs et laves d'arcs insulaires présentent des rapports d'éléments (Th/La)_N et (Th/Ta)_N intermédiaires entre ceux des MORB et ceux des IAV. Ces variations géochimiques reflétant le stade d'évolution tectonique du bassin, on observe des caractéristiques géochimiques progressives depuis les basaltes d'affinité tholéitique d'arc jusqu'aux MORB. Ainsi, certains bassins dont l'ouverture est récente (1,8 Ma), comme le bassin d'Okinawa se trouve au stade du rifting et surplombe le plan de Bénioff de très près. Il a des caractéristiques géochimiques proches de IAV (spectres de terres rares élargis enrichis et anomalie négative en Nb-Ta). Le bassin Nord-Fidjien qui s'ouvre depuis 10 Ma, se trouve au stade d'évolution d'un bassin océanique, avec une signature géochimique de type MORB (spectre appauvri ou enrichi sans anomalie négative en Nb-Ta). En revanche d'autres bassins présentent des caractéristiques géochimiques intermédiaires entre les MORB et les IAV (voir par exemple bassin de Lau qui s'ouvre depuis 3 Ma). Si on devait choisir entre ces exemples pour le comparer aux bassins de la Meseta occidentale, nous choisirions celui du bassin d'Okinawa qui est au stade du rifting.

La question posée, dès lors, est celle-ci : la Meseta occidentale est-elle, à la fin du Dévonien et au début du Carbonifère, un bassin d'arrière-arc à un stade initial comparable à ce qu'est actuellement le bassin d'Okinawa ?

Deux raisons, à notre avis, s'opposent à cette idée :

- l'absence ici d'anomalie remarquable en Nb-Ta dans les diagrammes normalisés multi-éléments.

- surtout, le contexte géodynamique et, en particulier, l'absence à cette époque (Dévonien terminal-dinantien) d'un arc magmatique à l'Ouest ou à l'Est de la région étudiée.

Force est donc de rechercher un autre type d'explication.

La Mesta occidentale : un contexte distensif, intraplaque, continentale avec une contamination crustale.

Des rapports Th/Ta intermédiaires, comparables à ceux observés dans nos séries, ont été signalés dans des séries volcaniques indubitablement situées en contexte distensif intraplaque. C'est le cas, au Maroc, des tholéïtes intracontinentales triasiques qui présentent aussi des rapports Th/Ta intermédiaires, des faibles anomalies négatives en Nb-Ta et une composition en éléments en traces de type MORB qui est affectée par la contamination crustale (teneur élevée en LILE, anomalie négative en Nb, rapports isotopiques $Sr87/Sr86 = 0,7064$ à $0,7069$: BERTRAND et al., (1982) et FIECHTNER et al. (1992).

D'après THOMPSON et al. (1984), l'anomalie négative en Nb-Ta que présentent les basaltes tholéïtiques continentales, est moins importante que celle des laves des zones de subduction, est un indice de contamination crustale. Cette indice se manifeste par la variation du rapport La/Nb inférieur à 1 dans les OIB et les basaltes alcalins et variant de 0,5 à 7 suivant le degré de la contamination dans les tholéïtes continentales.

L'anomalie négative en Ta-Nb pourrait être due à la contribution d'un composant crustal (SANDERS et TARNEY, 1984), c'est aussi le cas des tholéïtes paléocènes de la province hébridéenne en Ecosse (THOMPSON et al., 1982), où la cristallisation fractionnée couplée à l'assimilation de la croûte continentale se manifeste par une corrélation positive entre les teneurs en SiO_2 et le rapport (La/Nb)N. Ceci conduit à une signature géochimique particulière, avec un enrichissement en LILE, une anomalie négative en Ti, Nb-Ta et P (ex. basaltes tholéïtiques de la province de Parana au Brésil : BELLIENI et al., 1984-1986 ; FODOR, 1987). Ailleurs encore, remarquons que des petites anomalies en Nb-Ta peuvent être rencontrées dans les MORB appauvris par exemple dans l'océan indien, dans l'océan atlantique et dans l'océan pacifique (BOUGAUIT, 1980 ; SAUNDERS et al., 1986 ; ROMEUR, 1987 ; DOSSO et al., 1988). Aussi l'incertitude analytique des dosages des concentrations de Nb et Ta (in ROMEUR, 1991) engendrait de légères anomalies négatives ou positives pour les basaltes océaniques par exemple.

Au vu de ces informations, nous considérons que les laves basiques de la Meseta occidentale dont le rapport (Th/Ta)N < 1 ont une source de type MORB et en particulier de type MORB enrichi. Les anomalies négatives en Nb-Ta, les variations du rapport (La/Nb)N ainsi que les rapports Th/Ta intermédiaires sont le signe de la contamination crustale. Cette hypothèse est aussi valable pour expliquer l'origine des roches acides calco-alcalines "orogéniques" des Jbilettes centrales, caractérisées par l'anomalie négative en Ti et en Ta-Nb : (Ta/Hf)N ou

(Nb/Zr)N qui est égale respectivement, 0,53-1,68 et , par le rapport (La/Yb)N compris entre 2,5 et 9,3 , par le rapport (La/Nb)N variant de 2 à 4 et par le rapport (Th/Ta)N qui est supérieur à 5). Ces caractéristiques sont semblables à celles de la croûte continentale et nous conduisent à envisager une source par anatexie crustale. Ajoutons que la présence et le rôle d'une croûte continentale paraissent évident lorsque des volumes importants de roches acides calco-alcalines coexistent dans le même affleurement et le même massif avec des roches basiques tholéïtiques intraplaques. On a souligné aussi, dans cette province le volume important des liquides acides (30 à 40 % par rapport au volume des laves basiques) n'est pas en accord avec différenciation par cristallisation fractionnée à partir des magmas basiques. L'origine crustale des magmas acides des Jbilettes est confirmée aussi par les données préliminaires des rapports isotopiques initiaux $Sr87/Sr86 = 0,712$ (ESSAIFI, travaux en cours). Tout ceci nous conduit à interpréter le magmatisme bimodal des Jbilettes centrales dans le cadre d'un site distensif intraplaque où l'injection des magmas d'origine mantellique déclenche la fusion crustale.

D'ailleurs les résultats de nombreux travaux sur les magmas rhyolitiques des associations tholéïtiques de type bimodal convergent vers l'hypothèse suivant : les magmas acides sont les produits, soit de la fusion de l'encaissant des réservoirs, soit de l'hybridation massive de cet encaissant fondu et de magmas issus de la cristallisation fractionnée des basaltes (A.F.C : DE PAOLO, 1981).

I-6- MESETA occidentale : CONCLUSION

A part le magmatisme bimodal des Jbilettes centrales, d'affinité tholéïtique pour les laves basiques et calco-alcaline pour les laves acides, tout les laves de la Meseta occidentale sont de composition basique de source mantellique type MORB-N (Th/Ta proche de 1) et de type MORB-E (Th/Ta variant de 2 à 5). Leur affinité tholéïtique à transitionnelle est similaire à celle des laves des zones en distension. Vu le contexte géodynamique, et l'absence d'anomalie négative importante en Nb et Ta, il est exclu qu'il s'agisse de tholéïtes de bassins d'arrière-arc dérivant d'une source métasomatisée sous-jacente à un plan de Benioff. Les variations du rapport Th/Ta des laves basiques reflètent probablement d'une part l'hétérogénéité de la source mantellique, et d'autre part, la contamination crustale. Les laves acides de composition trondhjémitique et quartz-kératophyres sont comparées aux trondhjémites et aux intrusions sodiques associées, d'âge dévonien-dinantien, du Nord-Ouest de la Bretagne qui sont interprétées comme marqueurs de zones de faiblesse crustale ensialique (CHAURIS, 1992).

CHAPITRE V

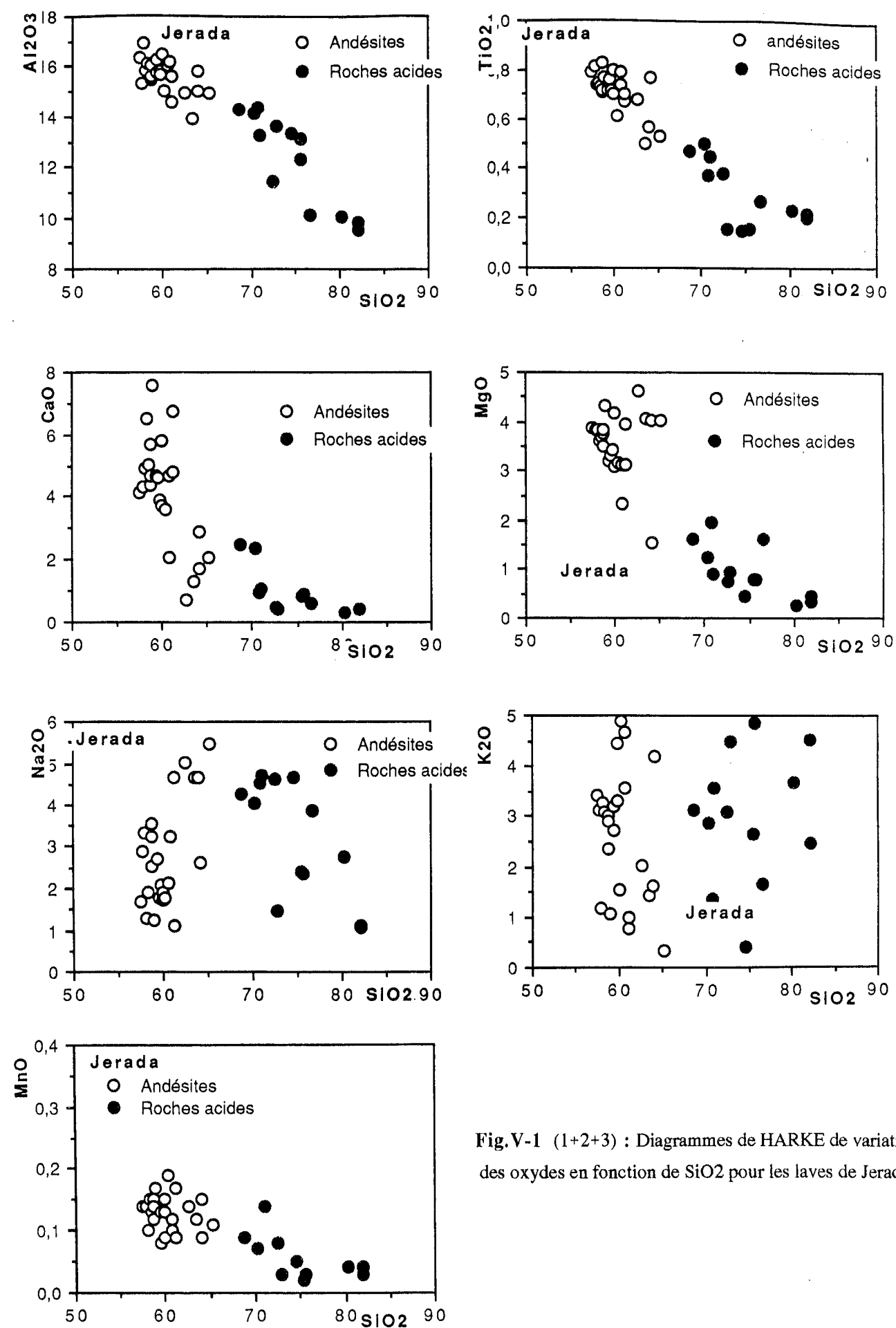


Fig.V-1 (1+2+3) : Diagrammes de HARKE de variation des oxydes en fonction de SiO_2 pour les laves de Jerada.

CHAPITRE V :

GEOCHIMIE DES LAVES HERCYNiennes
DE LA MESETA ORIENTALE

I - GEOCHIMIE DES ELEMENTS MAJEURS DES LAVES DE LA MESETA ORIENTALE

I-1- Les laves de la boutonnière de JERADA

Les 40 analyses chimiques de roche totale dont nous disposons sur la boutonnière de Jerada (flanc nord et flanc sud du synclinal) sont présentées dans le tableau.V-1.

- On constate que les valeurs de la perte au feu sont élevées et très variables (2,4 à 4 %) ce qui souligne l'importance des phénomènes d'altération.

- Ces roches sont sursaturées en silice, le quartz normatif variant de 9% pour les termes andésitiques à 63% pour les termes rhyolitiques. La silice couvre une large gamme depuis des teneurs de 57% (andésite) jusqu'à 82% (ignimbrite rhyolitique). D'après la classification de PECCERILLO et TAYLOR (1976) reprise par MAURY (1984), on distingue 3 groupes selon le pourcentage en SiO₂ :

- Les andésites : 57,50 à 61,20 %.

- Les dacites : 63,50 à 64,10 %.

- Les rhyolites : 68,70 à 82 %.

Dans toutes les laves de Jerada on note l'absence de termes basiques (basalte et andésite basique) ; la distinction entre les andésites et les dacites n'apparaît pas clairement sur le terrain.

- Généralement, les teneurs en Al₂O₃ sont élevées : elles varient dans les andésites de 14 à 16 %. Elles diminuent corrélativement avec la différenciation magmatique. Les roches alumineuses présentent jusqu'à 11 % de corindon normatif, ce qui est inhabituel pour des roches magmatiques fraîches : ceci traduit vraisemblablement l'importance des phénomènes d'altération, déjà notée au stade de l'étude pétrographique. La teneur en titane est très faible, inférieure à 1 % (0,2 à 0,8 %). La diminution de TiO₂ avec l'évolution magmatique est bien soulignée (Fig.V-1). Les teneurs en K₂O varient de 0,42 à 4,89 %. Les fluctuations de K₂O ne

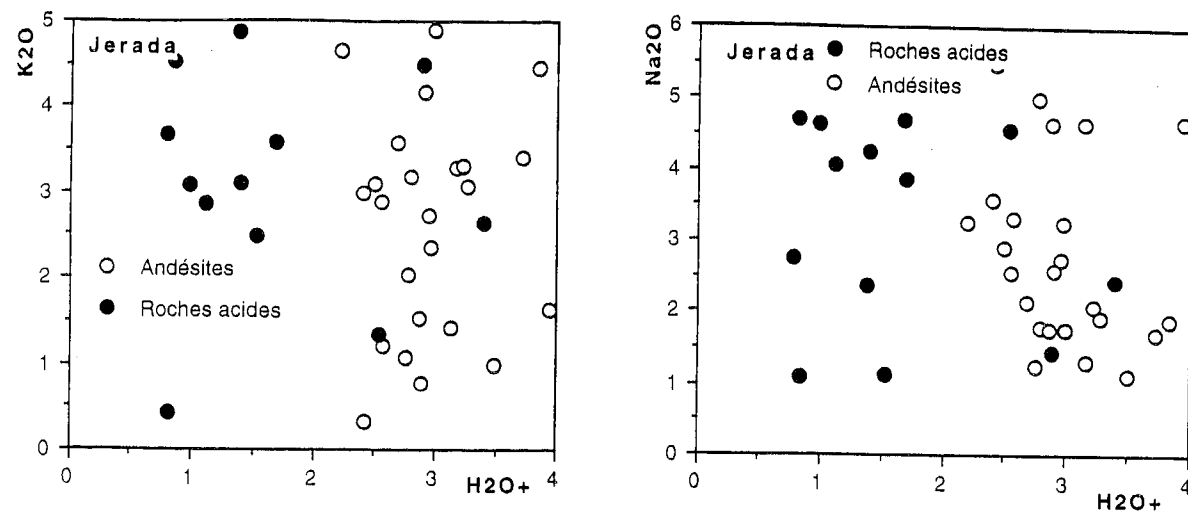


Fig.V-4 : Diagrammes de variation des alcalins en fonction de H_2O^+ (perte au feu à 1000°C-1050°C) des laves de Jerada.

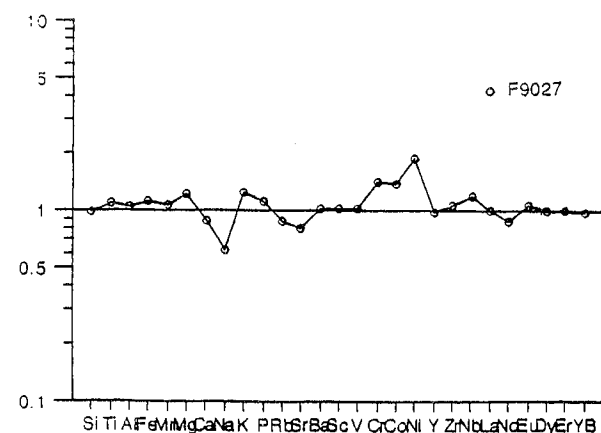
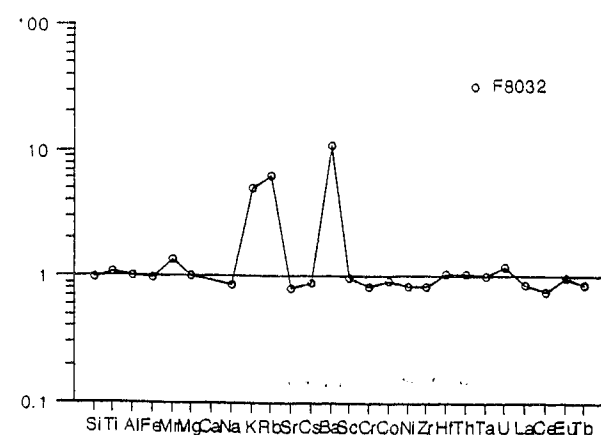


Fig.V-5 : Diagrammes multi-éléments d'une roche altérée normalisés à son équivalent roche moins altérée de même affleurement (BIENVENU et al., 1990), rendant compte de la mobilité des éléments. C_j^F : Concentration de l'élément j dans le verre frais. C_i^A : Concentration de l'élément i dans le verre altéré. Les éléments immobiles placés le long de "la ligne de référence" correspondent à la moyenne du rapport C_j^A / C_i^F . Les éléments mobiles sont placés soit au dessus (apport) soit en dessous (perte) de cette ligne de référence.



présentent aucune corrélation systématique ni avec les teneurs en SiO_2 ni avec la perte au feu (Fig.V-4) ; elles sont donc complexes et ne peuvent être attribuées exclusivement aux phénomènes d'évolution magmatique ou à l'altération. Il en est de même pour les variations de Na_2O (Fig.V-4). CaO est également variable mais sa diminution avec la différenciation magmatique apparaît assez clairement dans la figure V-1. Les teneurs en MgO et FeO varient corrélativement avec l'acidité. Les teneurs en MgO varient de 1,53 à 4,32 % et montrent bien qu'on est en présence de laves différenciées. P_2O_5 varie de 0,05 à 0,18 %.

REMARQUES

- Dans les diagrammes des paramètres éléments majeurs en fonction de SiO_2 les points représentatifs des roches de Jerada se scindent généralement en deux ensembles ; l'un est formé par les andésites et l'autre formé par les roches très acides, sans qu'il y ait des intermédiaires entre ces deux ensembles.

- Tous les éléments majeurs, sauf les alcalins, semblent suivre une corrélation négative avec la différenciation magmatique (indice = % SiO_2). Ce fait laisse présumer que les éléments tels que FeO , MnO , MgO , et TiO_2 sont demeurés relativement immobiles et que, en ce qui les concerne, les laves de Jerada pourraient donc avoir conservé leur signature géochimique primaire.

I-2- Les laves de la boutonnière de TANCHERFI

Le complexe paléozoïque est composé de la majeure partie des andésites à cachet ignimbritique. Nous avons distingué quatre groupes (Tab.V-2).

- les andésites basiques 52,8 % < SiO_2 < 56,75 %
- les andésites 57 % < SiO_2 > 62,60 %
- les dacites 63,40 % < SiO_2 < 66,60 %
- les rhyolites (rares et non analysées)

La roche la plus basique est une roche plutonique grenue, grisâtre à sombre (colline Aïn Salah). C'est un gabbro qui est au contact de la microgranodiorite d'Ousertane (éch. F 90-34, F 90-33). Cette roche est issue d'un magma saturé en silice, à composition basaltique mais en partie différencié. MgO varie de 7,94 à 7,43 % ; la roche est peu titanifère (TiO_2 varie de 0,94 à 0,86 %) et potassique car K_2O est élevé et varie de 2,12 à 2,85 %.

Les roches andésitiques pyroclastiques à cachet ignimbritique sont plus abondantes ; ce sont des laves sursaturées à quartz et à hypersthène normatifs. Les andésites basiques ont des sommes $Fe_2O_3 + MnO + MgO \geq 10$ %. Cette proportion diminue corrélativement avec l'augmentation de SiO_2 . La teneur en titane reste toujours faible. CaO diminue en général avec la différenciation magmatique (Fig.V-6) mais cette teneur montre des fluctuations au sein des

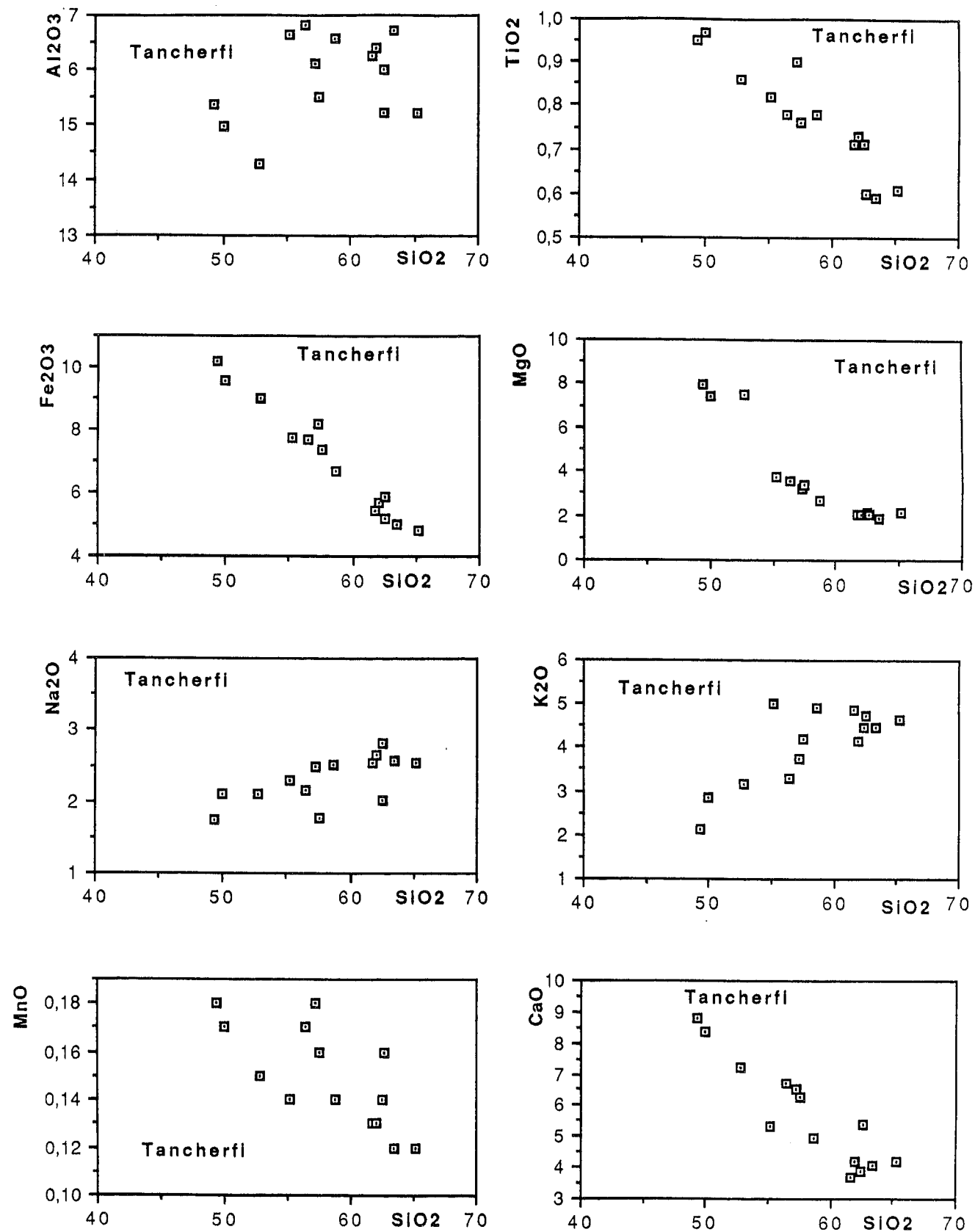


Fig.V-6 : Diagrammes de HARKE de variation des oxydes en fonction de SiO₂ pour les laves de Tancherfi.

échantillons ayant même teneur en silice, ce qui peut être dû à l'altération (calcitisation ou albitisation). La teneur en Al₂O₃ (15,20 à 16,82 %) est modérée.

Ces andésites sont des laves différenciées (MgO varie de 3,75 à 2,85 %). Elles ont un caractère potassique car K₂O varie de 2,83 à 5 %.

Le groupe des laves pyroclastiques de composition dacitique dont la teneur en SiO₂ varie de 63,40 à 66,60 % est aussi à cachet ignimbritique. Sur le terrain la distinction entre des laves andésitiques et dacitiques n'est pas évidente et ce sont les analyses chimiques qui nous ont permis de les séparer. Elles ont les mêmes caractères que les andésites basiques c'est à dire potassiques et peu titanifères.

I-3- Les laves de la boutonnière de MEKAM

Le matériel prédominant est un tuf pyroclastique, avec un groupe basique (SiO₂ < 55%) et un groupe acide (SiO₂ > 62 %) (Fig.V-7). Le complexe basique est abondant, SiO₂ variant de 49,40 à 55,50%. C'est un tuf à lapillis et à cendres fines dont la teneur en TiO₂ est faible (0,4 < TiO₂ < 0,5 %) ; Al₂O₃ est moyennement élevé (entre 15 et 16 %). Ce sont des magmas peu différenciés car MgO varie de 6,75 à 8,38 %. Na₂O est sujet à des fluctuations dues aux phénomènes d'altération et varie de 1,08 à 3,70 %, mais il montre généralement une corrélation positive avec SiO₂. La teneur en K₂O, très faible, varie de 0,14 à 0,36 %.

Remarquons que les teneurs en K₂O des roches du Mekam sont nettement plus faibles que celles de Tancherfi.

Dans les roches intermédiaires et acides (rhyolites et ignimbrites), la teneur en SiO₂ couvre une large gamme allant de 62,40 à 78,65 % (Tab.V-3). TiO₂ varie de 0,27 à 0,74 % et sa teneur semble diminuer avec l'augmentation de la silice (Fig. 7). Al₂O₃ varie en fonction de la présence des phénocristaux de feldspath et de biotite. MgO varie de 0,13 à 2,30 % et CaO varie de 0,07 à 6,73 %. Ces éléments présentent une bonne corrélation négative avec l'acidité de la roche.

Les alcalins varient peu mais Na₂O augmente relativement avec SiO₂. K₂O varie de 0,22 à 3,70 % avec des teneurs moins importantes que celles des laves de Tancherfi.

I-4- Les laves de la boutonnière de TAZEKKA

Dans cette étude, d'anciennes analyses (KHARBOUCH, 1982) ont été intégrées aux nouvelles données. Les échantillons étudiés (Tab.V-4) appartiennent surtout à deux coupes : celle de Sidi Youssef constituée d'andésites, d'ignimbrites rhyolitiques (Fig.III-29b) et celle de Douar Tsaima-Souk Sebt (Fig.III-29c) qui est formée d'andésites. Les échantillons représentatifs les plus basiques que nous possédions ont été prélevés sur la coupe de Bab Frij (Fig.III-29a).

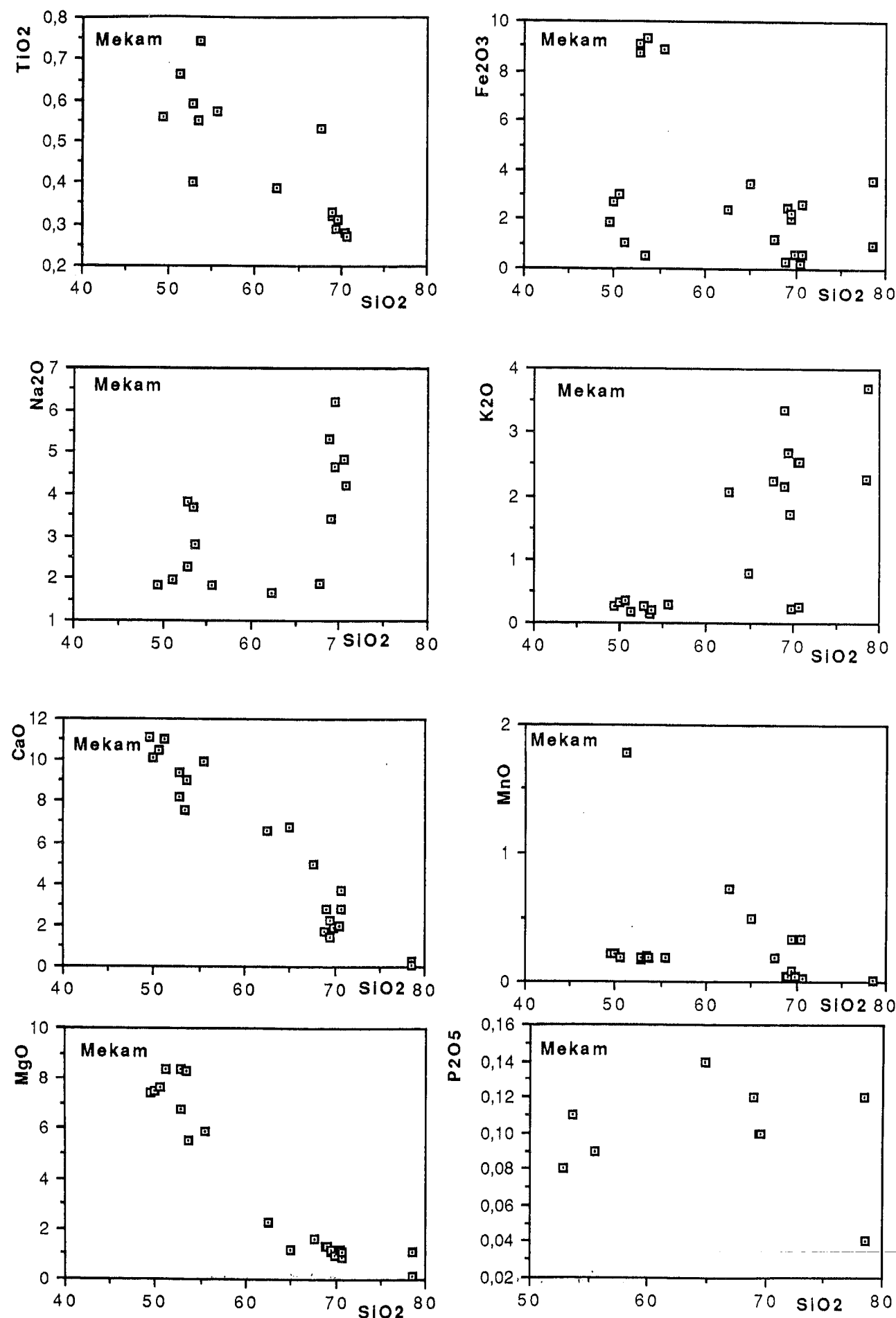


Fig.V-7 : Diagrammes de HARKE de variation des oxydes en fonction de SiO₂ pour les laves du Mekam.

En fait, nous distinguons ainsi grands ensembles de roches qui ont été déjà identifiés par l'étude pétrographique :

- Les basaltes : $47,5 \% < \text{SiO}_2 < 52 \%$
- Les andésites : $53,6 \% < \text{SiO}_2 < 62,5 \%$
- Les ignimbrites rhyolitiques : $\text{SiO}_2 > 66 \%$.

Remarquons que le pourcentage de la perte au feu reste très élevé, jusqu'à 8 % dans les roches basiques, ce qui reflète une altération probablement hydrothermale car elle n'est ni générale ni également répartie au sein d'une même coulée.

Dans le diagramme de paramètres Na₂O et K₂O en fonction de la perte au feu (Fig.V-8), aucune corrélation directe n'apparaît.

a- Les basaltes

Ce sont des tholéïtes à olivine (au sens de YODER et TILLY, 1962). Elles sont relativement alumineuses : $\text{Al}_2\text{O}_3 = 16 \%$. Leur teneur en TiO₂ est faible et inférieure à 1 %. Ce sont des basaltes peu évolués dont MgO varie de 6 à 7 %. Leur teneur en Na₂O varie entre 2 et 4 %.

b- Les andésites

Elles proviennent de coulées de laves prélevées surtout dans la coupe de Douar Tsaima et Sidi Youssef. Ce sont des andésites basiques et acides qui correspondent au groupe 3 défini par CHALOT-PRAT (1990), volumiquement le plus représenté parmi les laves intermédiaires.

La teneur en TiO₂ varie entre 0,96 % et 0,7 % ; ces valeurs relativement faibles sont similaires de celles enregistrées dans les laves orogéniques. Al_2O_3 est relativement élevé et varie entre 15 % et 16 %.

Na₂O varie du simple au double, de 2 % à 5 % environ. K₂O est sujet à des fluctuations importantes (0,37 à 3,7 %). MgO diminue corrélativement à l'augmentation de SiO₂ et varie entre 2 % et 7 % environ. CaO est sujet à des fluctuations à cause de l'albitisation mais en général sa teneur diminue avec la différenciation magmatique (Fig.V-9).

c- Les roches acides

Dans cet ensemble sont incluses les ignimbrites rhyolitiques et les laves acides. SiO₂ varie entre 70 et 73 %. Tous les éléments majeurs compatibles (MgO, Fe₂O₃, CaO, TiO₂) diminuent avec la différenciation (Fig. 9). La teneur en TiO₂ est inférieure à 0,4 % et celle de MgO est égale à 0,66 %. Na₂O varie entre 2 % et 4 %. Par la teneur élevée en K₂O (environ 4%) ces roches acides montrent une affinité potassique selon GILL (1981).

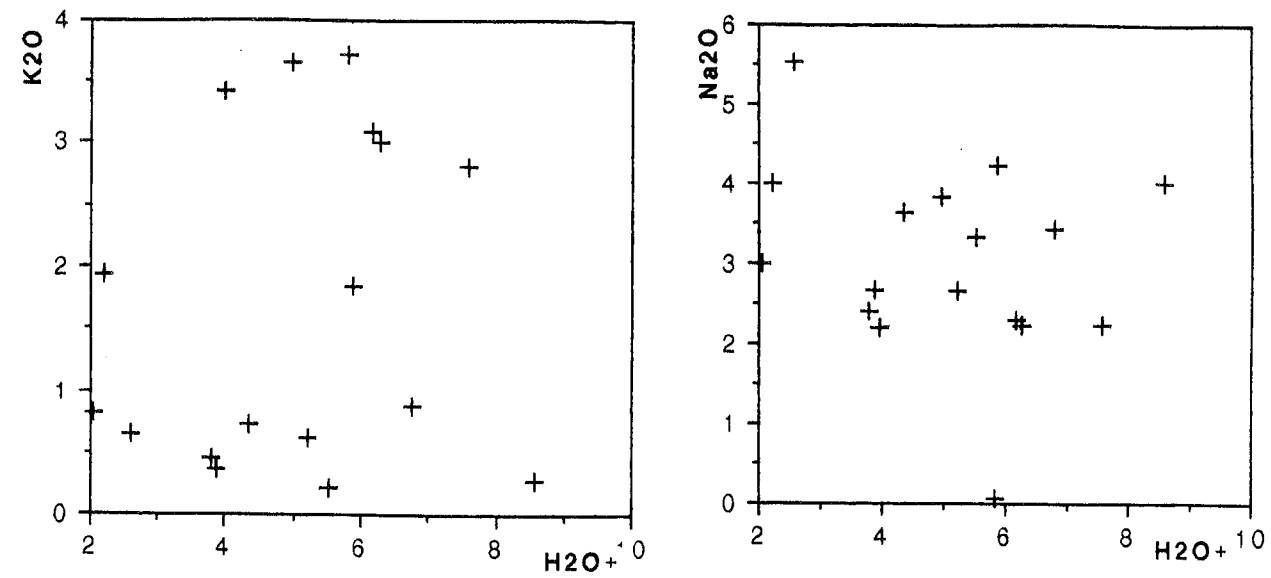


Fig.V-8 : Diagrammes de variation des alcalins (Na₂O, K₂O) en fonction de H₂O+ pour les laves du Tazekka.

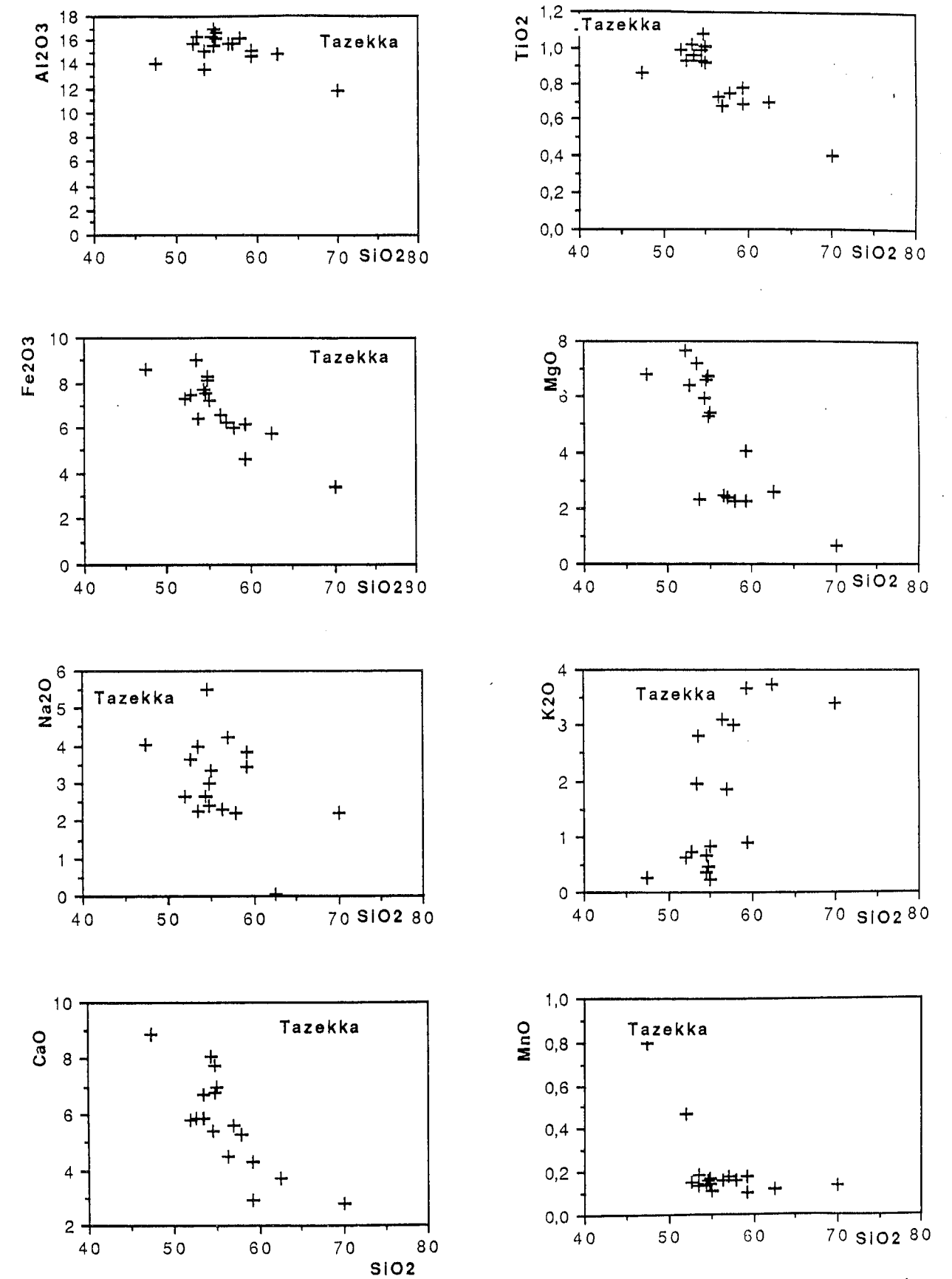


Fig.V-9 : Diagrammes de HARKE de variation des oxydes en fonction de SiO₂ pour les laves du Tazekka.

I-5- Données des diagrammes des éléments majeurs de la Meseta orientale

I-5-1- Diagrammes de HARKER

Les représentations graphiques (Fig.V-1-6-7-9) des variations d'oxydes en fonction de SiO_2 , pris comme indice de différenciation magmatique, montrent que certains éléments comme le Fe_2O_3 , le MgO , le CaO , le TiO_2 , sont restés insensibles à l'altération. Par ailleurs, leur diminution ou leur augmentation corrélée à l'augmentation de SiO_2 montre que le processus responsable de la différenciation magmatique est de type cristallisation fractionnée ou mélange magmatique.

I-5-2- Diagrammes de MIYASHIRO (Fig.V-10)

Les analyses des complexes volcaniques de la Meseta orientale sont rassemblées dans les diagrammes de MIYASHIRO (1975). Dans les diagrammes FeO^* et SiO_2 en fonction de $(\text{FeO}^*/\text{MgO})$, tous les échantillons des laves de la Meseta orientale appartiennent au domaine calco-alcalin.

Dans le diagramme TiO_2 en fonction de $(\text{FeO}^*/\text{MgO})$, les teneurs en TiO_2 sont inférieures à 1 % et les roches montrent une décroissance lente de la teneur en titane en fonction du rapport FeO^*/MgO . Cette décroissance est caractéristique des séries calco-alcalines.

I-5-3- Diagrammes A.F.M. (NOCKOLDS et ALLEN 1953)

Replacés dans ce diagramme classique $((\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{FeO}^* - \text{MgO})$: (Fig.V-11), les points représentatifs des laves de la Meseta orientale se répartissent selon la lignée des séries calco-alcalines montrant l'évolution des roches les plus acides vers le pôle alcalin sans augmentation du fer des termes basiques aux andésites.

I-6- Conclusion

Nous retiendrons de cette étude des éléments majeurs les faits essentiels suivants:

- Dans toute la Meseta orientale, les compositions chimiques des roches magmatiques couvrent une large gamme en SiO_2 depuis les roches basiques, les moins abondantes, jusqu'aux roches acides ($\text{SiO}_2 > 70\%$).

- Les laves de la Meseta orientale sont des magmas saturés à sursaturés en silice appartiennent à une série calco-alcaline ou calco-alcaline potassique (pour certaines boutonnières

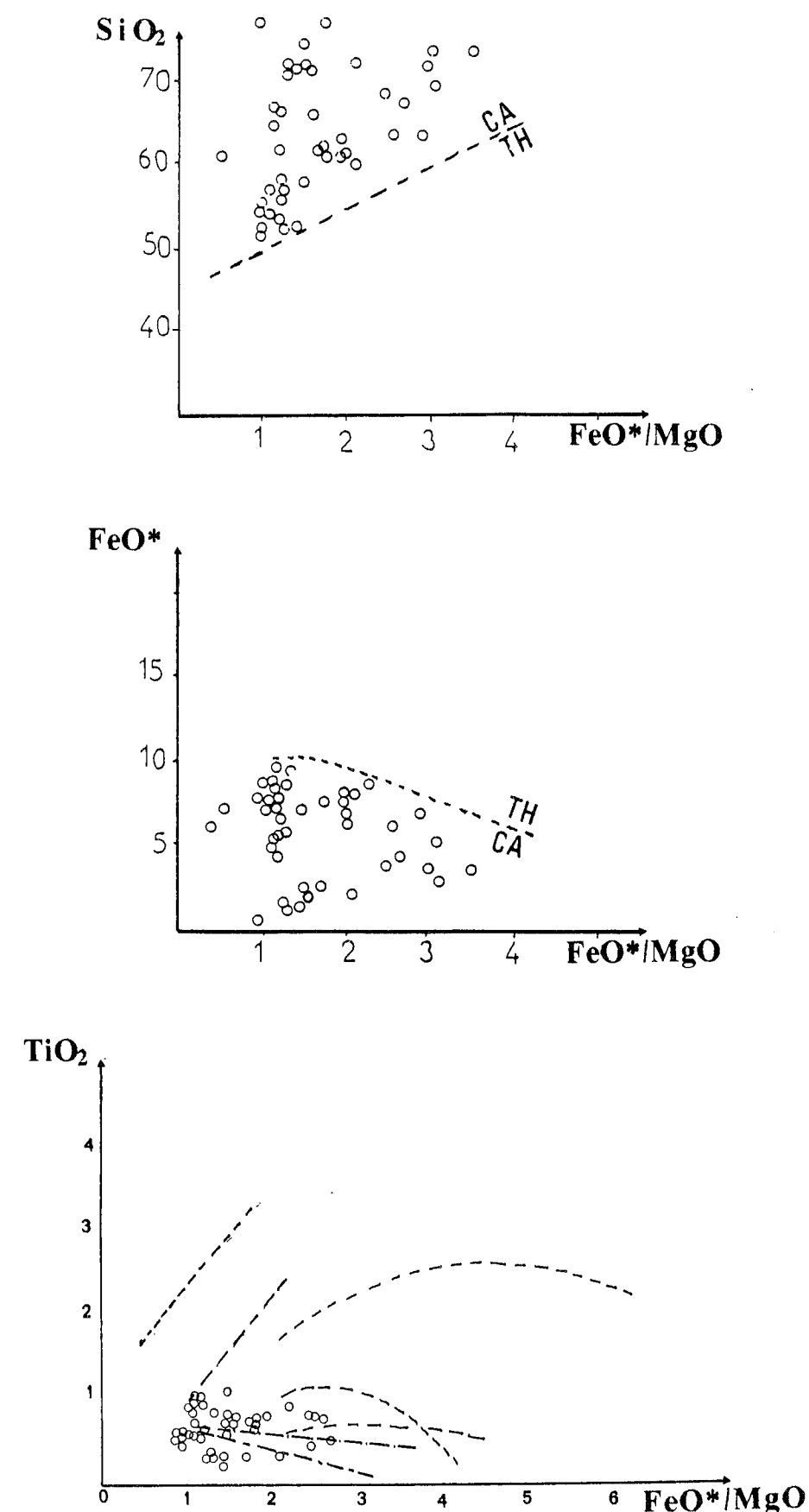


Fig. V-10 : Diagrammes de MIYASHIRO (1975) montrant les variations de SiO_2 , FeO^* et TiO_2 en fonction de FeO^*/MgO pour les laves de la Meseta orientale. FeO^* : Fer total exprimé sous forme d'oxyde ferreux; Th : série tholéitique; CA : série calco-alcaline

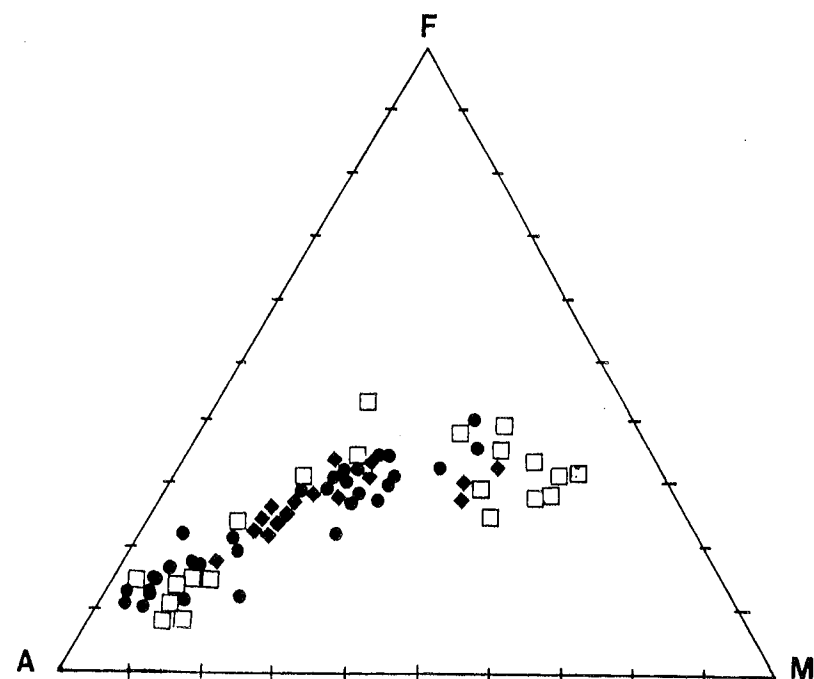


Fig.V-11 : Diagramme A.F.M de NOKKOLDS et ALLEN (1953) pour l'ensemble des laves de la Meseta orientale.
A=Somme des alcalins ; F=Fer total ; M=MgO.

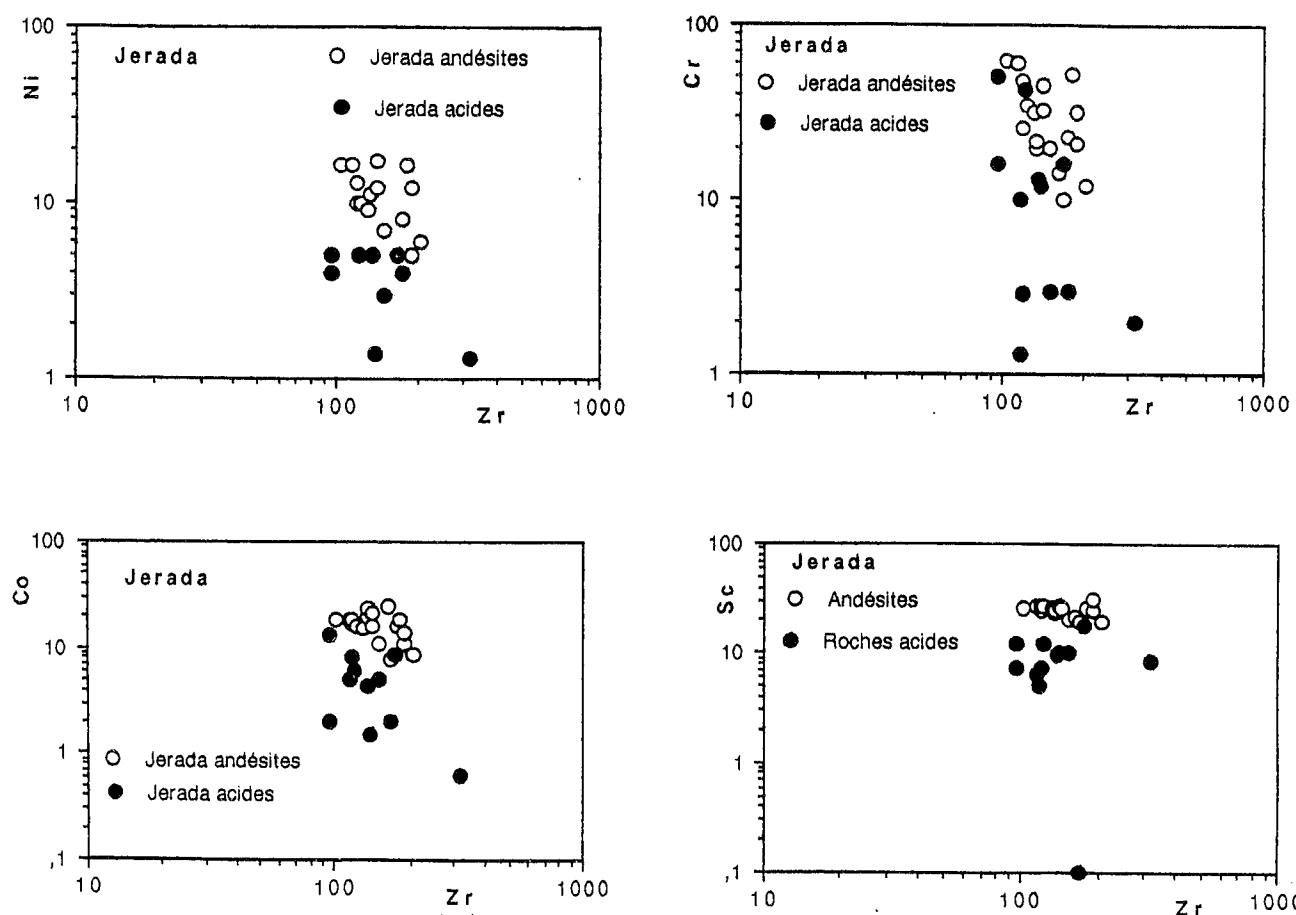


Fig.V-12 : Diagrammes inter-éléments Log (Ni, Co, Cr, Sc) en fonction de Log Zr pour les laves de Jerada (d'après JORON et TREUIL, 1977).

comme celle de Tancherfi) caractérisée par :

- * de faibles teneurs en titane
- * leur teneur moyenne en alumine.
- * la prédominance des roches évoluées et intermédiaires.
- * la nature potassique de certaines laves.

II - GEOCHIMIE DES ELEMENTS EN TRACES DES LAVES DE LA MESETA ORIENTALE

II-1 Les laves de la boutonnière de JERADA

II-1-1- L'altération

- Les alcalins et les alcalino-terreux : Rb, Ba, Sr et Cs

L'altération des laves de Jerada est bien soulignée par la paragenèse secondaire de faciès schiste vert observée dans l'étude pétrographique. Elle reflète la géochimie des laves ; ainsi, on remarque que le corindon normatif atteint des pourcentages inhabituels dans les roches magmatiques (jusqu'à 6 % dans laves andésitiques et 11 % dans les roches ignimbritiques acides) et que les teneurs en Rb dans les andésites varient de simple au triple (55 à 163 ppm), les teneurs en Ba varient de 240 à 1442 ppm. Quant au Sr, sa teneur est comprise entre 161 et 523 ppm. L'application de la méthode de BIENVENU et al. (1990), montre une certaine variabilité de la mobilité des éléments sur les quatre exemples pris (Fig.V-5). Les éléments les plus immobiles sont : Si, Ti, Al, Fe, Mg, Mn, HFSE, les terres rares légères (La) et les terres rares lourdes. Par contre, les éléments alcalins (Rb, Cs) et les alcalino-terreux (Ba, Sr) sont très mobiles.

II-1-2- La cristallisation fractionnée et la contamination

a- Les éléments compatibles : Ni, Cr, Co dans les andésites.

Dans les andésites, les teneurs en Cr et Co sont respectivement $26 \text{ ppm} < \text{Cr} < 77 \text{ ppm}$ et $16 \text{ ppm} < \text{Co} < 23 \text{ ppm}$. Ces teneurs sont très variables d'une roche à l'autre, même dans des roches de même teneur en SiO_2 . Ceci est en relation avec la composition minéralogique de la roche.

Ni varie aussi du simple au triple ($5 < \text{Ni} < 20$) dans ces laves. Le rapport Ni/Co est généralement inférieur à 1. Ces teneurs faibles des éléments de transition sont comparables à celles des andésites orogéniques (GILL, 1981).

Le vanadium (V) varie de 211 à 171 ppm. Le scandium (Sc) varie de 30 à 23 ppm. Ces teneurs sont très faibles et montrent le caractère évolué de ces laves.

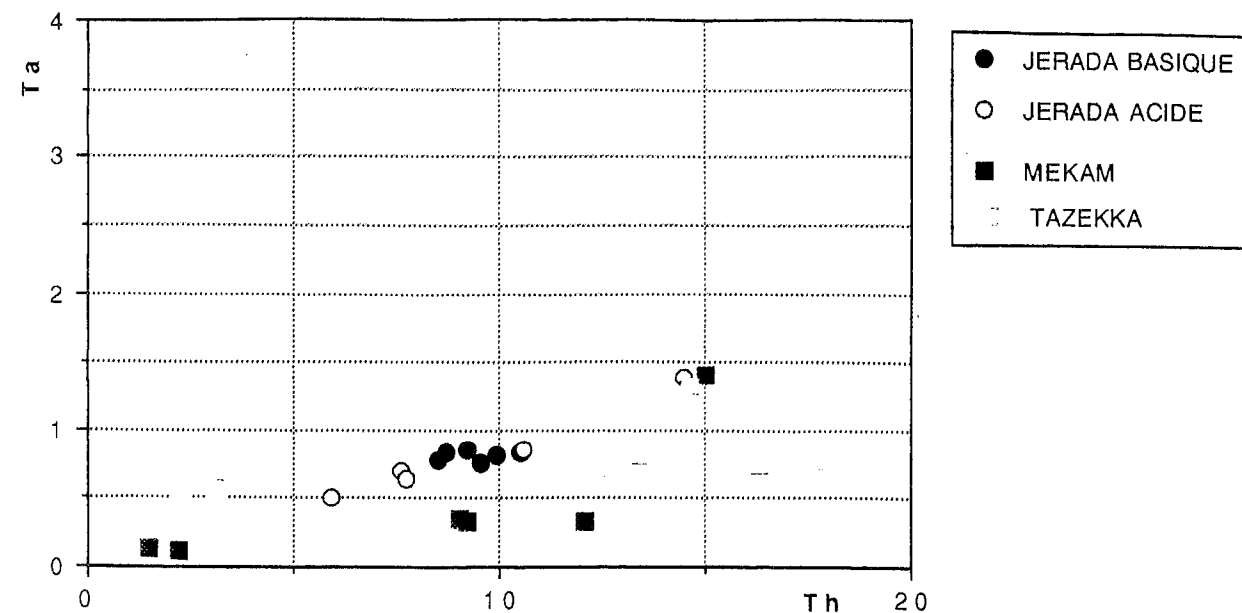


Fig.V-15 : Diagramme inter-éléments Ta/Th pour les laves Meseta orientale (d'après JORON et TREUIL, 1977).

Dans les laves acides, les plus évoluées, les teneurs des éléments décrits décroissent en fonction de la différenciation magmatique par cristallisation fractionnée ($\text{Co} < 6 \text{ ppm}$, $\text{Ni} < 5 \text{ ppm}$, $\text{Cr} < 40 \text{ ppm}$).

L'anomalie négative en V, visualisée dans les diagrammes normalisés (Fig.V-17) multi-éléments, indique le fractionnement précoce de la titanomagnétite ; elle est en effet corrélée avec une anomalie négative en TiO_2 et s'observe dans des roches riches en phénocristaux de titanomagnétite.

b- Diagramme binaire de transition en fonction d'un élément hygromagmaphile (La,Zr, Fig.V-15)

Les diagrammes de paramètres Co, Cr, Ni, Sc en fonction de l'élément hygromagmaphile Zr ou La (JORON et al., 1980, FICHAUT et al., 1989) indiquent une décroissance exponentielle des éléments Co, Cr, Ni, Sc suivant l'évolution magmatique par cristallisation fractionnée (fractionnement précoce des minéraux ferromagnésiens : olivine, pyroxène).

Les diagrammes inter-éléments (TREUIL, 1973 ; JORON et al., 1978) montrent aussi une évolution par cristallisation fractionnée illustrée par des droites fortement décroissantes (Fig.V-12) .

II-1-3- La nature de la source

a - Diagrammes de corrélation inter-éléments (Fig.V-13-14)

Les diagrammes Th/Ta, Ba/La, La/Nb permettent de distinguer les magmas d'affinité orogénique des magmas d'affinité océanique (cf. paragraphe 3-2 et 3-3) (TREUIL et JORON, 1973 ; WOOD et al., 1979 ; GILL, 1981).

Vu le rapport Ba/La qui est compris entre 15,32 et 85,98, les laves de Jerada sont classées selon GILL (1981) comme des andésites orogéniques, ($15 < \text{Ba/La} < 80$: Fig.V-13 et 14).

Par le rapport La/Nb qui est compris entre 2,88 et 3,54, les laves de Jerada sont des andésites orogéniques (GILL, 1981). Rappelons que ce rapport est compris entre 2 et 5 pour les andésites orogéniques et inférieur à 2 pour les MORB (Fig.V-14).

Le rapport Th/Ta est élevé dans les laves de Jerada ; il est de l'ordre de 10,43 à 12,65. Par ces valeurs, les laves de Jerada sont semblables à celles des zones orogéniques. Rappelons que ce rapport est supérieur à 10 pour les laves des sites compressifs (arcs insulaires, marges continentales) et voisin de 1 pour les laves des sites en distension (TREUIL, 1973 ; JORON et TREUIL, 1977 ; BOUGAULT, 1980).

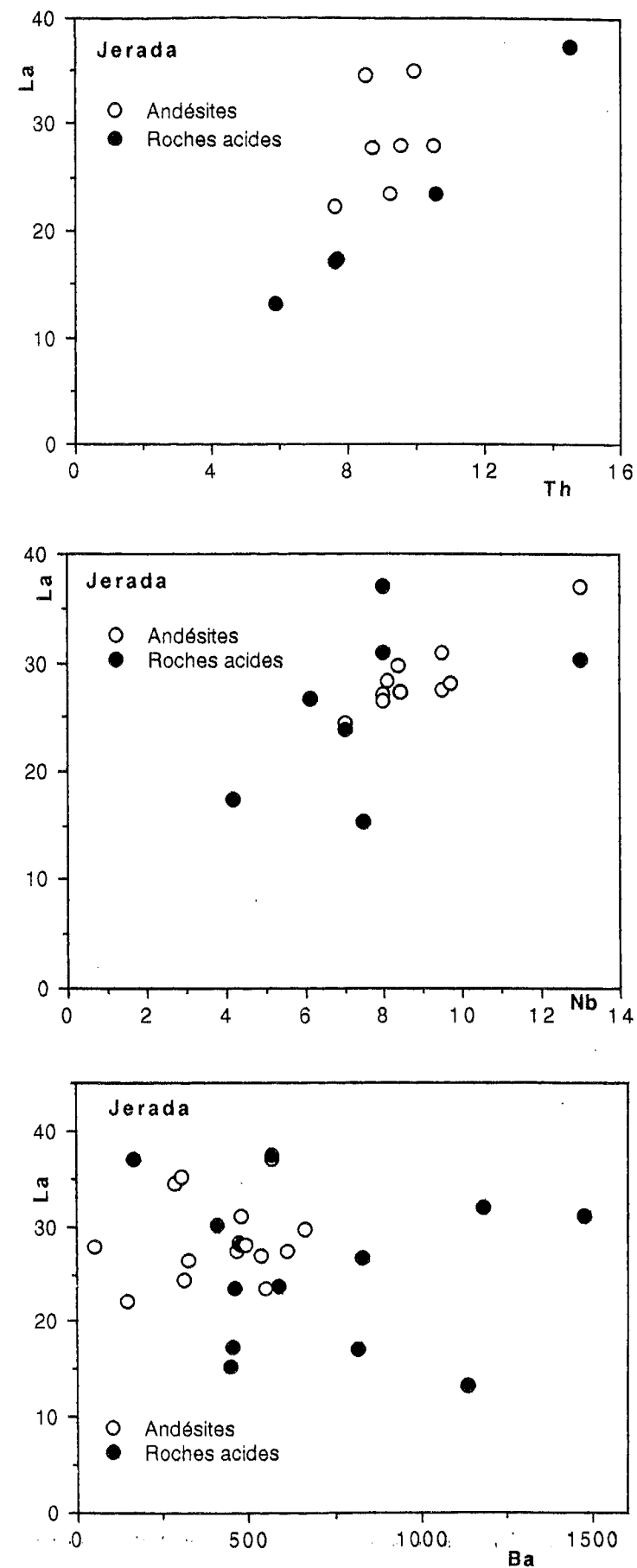


Fig.V-13 : Position des laves de Jerada dans les diagrammes discriminants La/Ba, La/Nb, La/Th de GILL (1981).

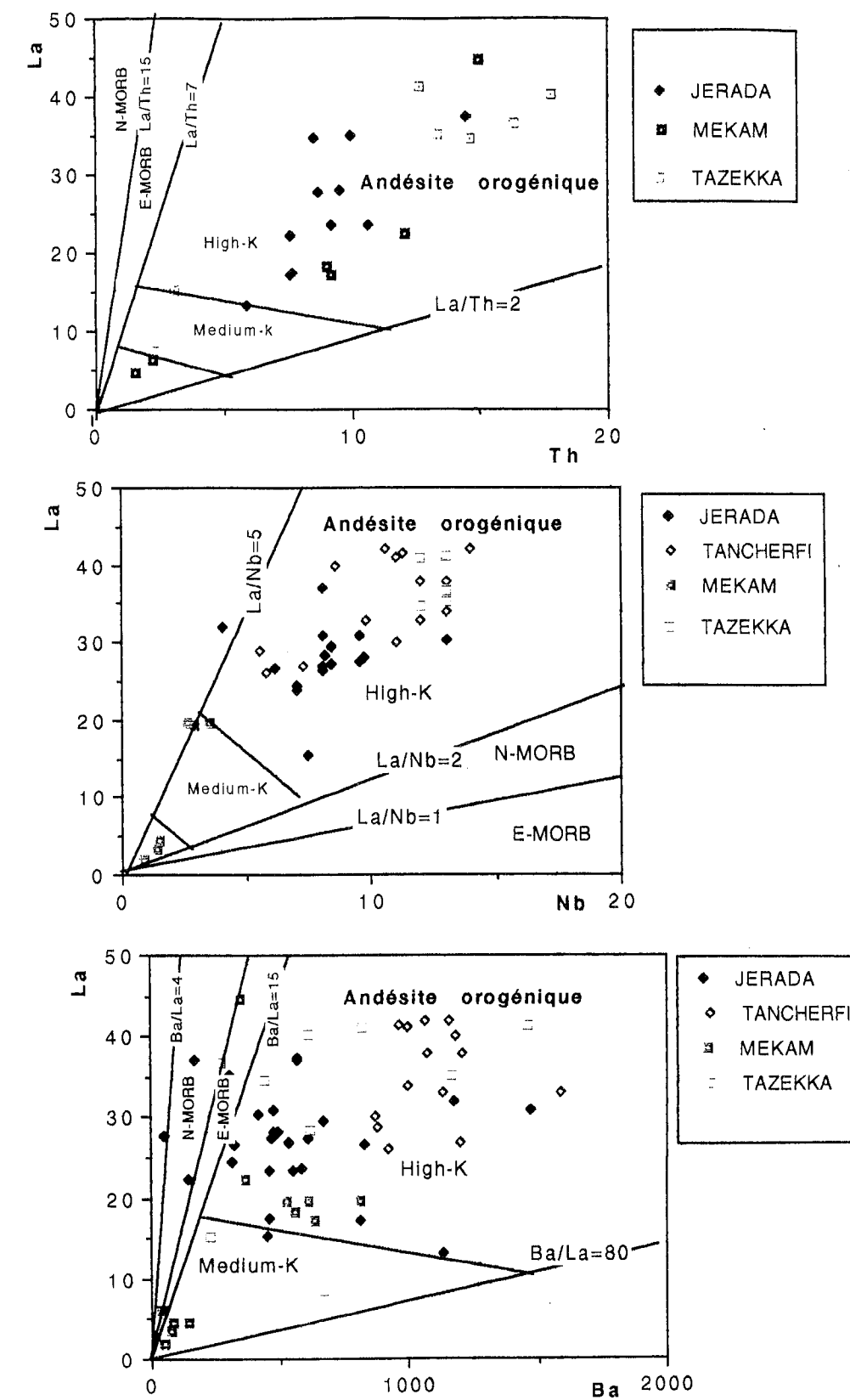


Fig.V-14 : Position de l'ensemble des laves de la Meseta orientale dans les diagrammes discriminants La/Ba, La/Nb, La/Th de GILL (1981).

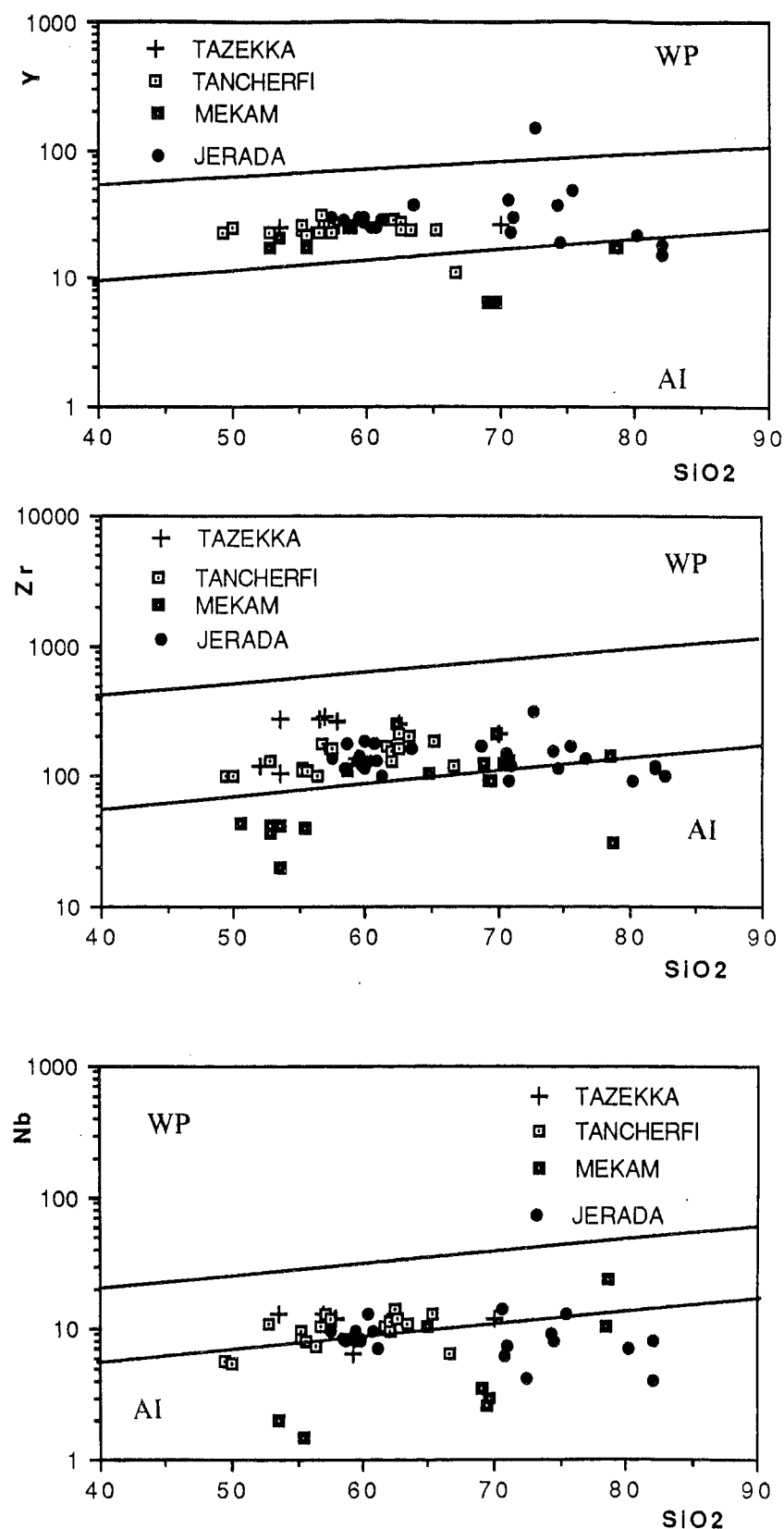


Fig.V-16 : Diagrammes inter-éléments Log (Y, Zr, Nb) en fonction de SiO₂ pour l'ensemble des laves de la Meseta orientale (d'après HARRIS, 1982)

WP : volcanites intraplaques AI : volcanites d'arc et de marge continentale

b - Diagramme binaire : Zr, Nb, Y/SiO₂ (Fig.V-16)

On a placé les points représentatifs des laves de Jerada dans ces diagrammes. Ces laves se placent nettement en dessous de la limite supérieure des volcanites d'arc (HARRIS, 1982).

c - Diagrammes normalisés multi-éléments (Fig.V-17)

Tous les spectres des terres rares, qu'ils soient normés aux chondrites (Fig.V-17b, 17d) ou des diagrammes multi-éléments normalisés au manteau primitif (SUN et McDOUNOUGH, 1989) : (Fig.V-17A, 17C) montrent un remarquable enrichissement en terres rares légères et non terres rares avec des teneurs particulièrement élevées des LILE. La signature géochimique générale la plus importante est l'anomalie négative en V, Nb, et en Ta (lorsque ce dernier est analysé). Cette anomalie négative en Nb et Ta est caractéristique des magmas des zones orogéniques (TREUIL et JORON, 1977) et elle reflète une particularité géochimique de leur source mantellique (BRIQUEU et al., 1984).

L'enrichissement en Th, lorsqu'il est analysé dans quelques échantillons est important. L'anomalie négative en Ti associée à l'anomalie négative en V est aussi significative et elle pourrait être liée soit au fractionnement des minéraux opaques (titanomagnétite) (BOUGAULT, 1980 ; BRIQUEU et al., 1984) soit à une caractéristique de la source (voir paragraphe 2-7).

Sr, qui est un élément compatible ou incompatible suivant les minéraux présents et suivant la différenciation magmatique, présente une anomalie négative systématique qui peut être expliquée par son incorporation dans les plagioclases depuis le début de la différenciation.

Y présente une anomalie positive. Cet élément s'incorpore en particulier aux amphiboles et en très petite quantité aux pyroxènes.

Les diagrammes normalisés multi-éléments et les spectres des terres rares des laves acides de Jerada (Fig.V-17C, 17D) sont plus enrichis en T.R. légères et hygromagmaphiles ; ainsi le rapport (La/Yb)_N est compris entre 7 et 11. De tels spectres sont caractéristiques des faciès différenciés calco-alcalins (COULON et al., 1978 ; THORPE et al., 1979 ; CAMERON et al., 1980 ; CAMERON et HANSON, 1980).

II-1-4- Conclusion

Bien que l'altération hydrothermale existe, la signature géochimique des laves de Jerada est conservée. Cette signature est celle d'un volcanisme "orogénique" calco-alcalin : par la rareté des laves basiques (basaltes), le caractère évolué des laves, la pauvreté en TiO₂ (< 1,2) en Nb et Ta (anomalie négative remarquable en Nb ou/et Ta), l'enrichissement en LILE, en Th et TR légères indicateur d'une source mantellique enrichie et métasomatisée.

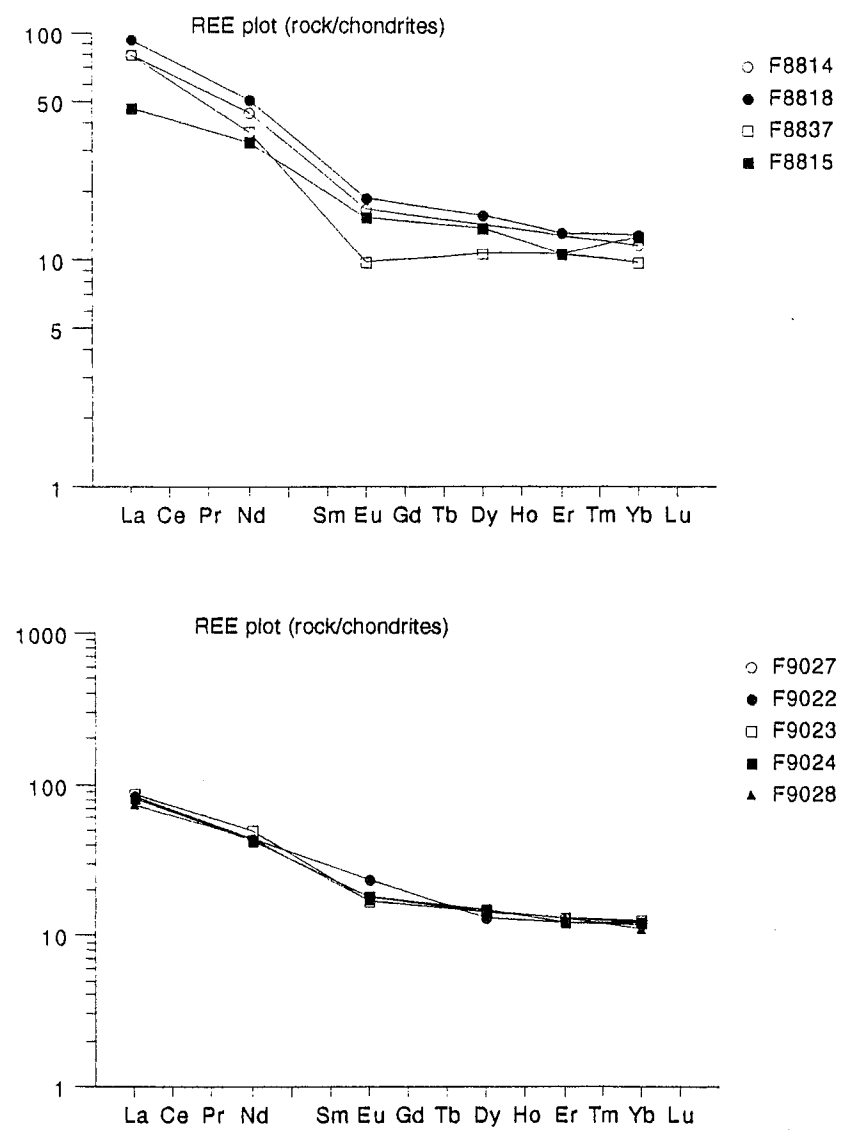


Fig.V-17 B : Spectres des terres rares (normés aux chondrites) des laves intermédiaires de Jerada .

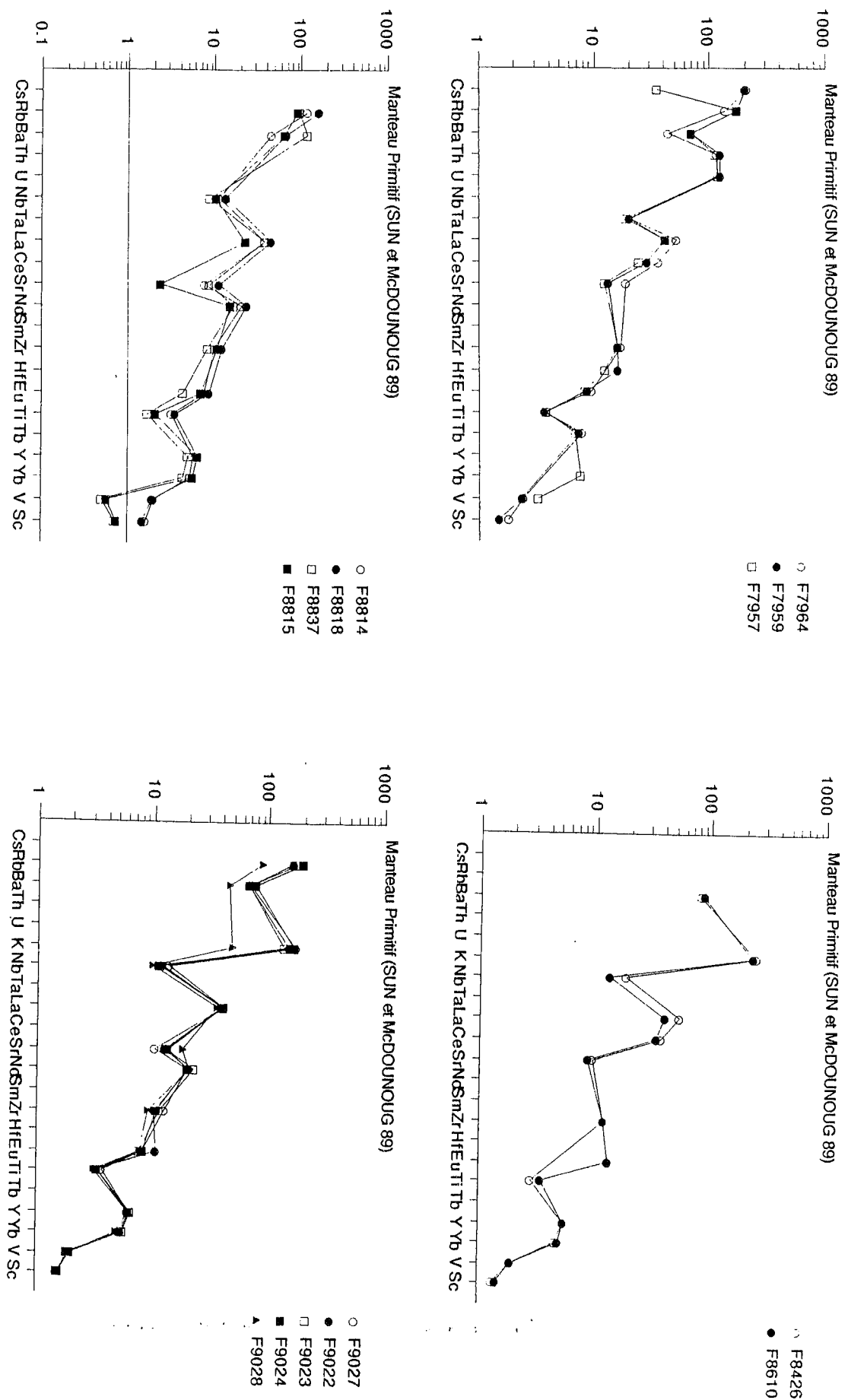


Fig.V-17A : Diagrammes multi-éléments normalisés au manteau primitif (SUN et McDOUGAL 89) des laves intermédiaires de Jerada.

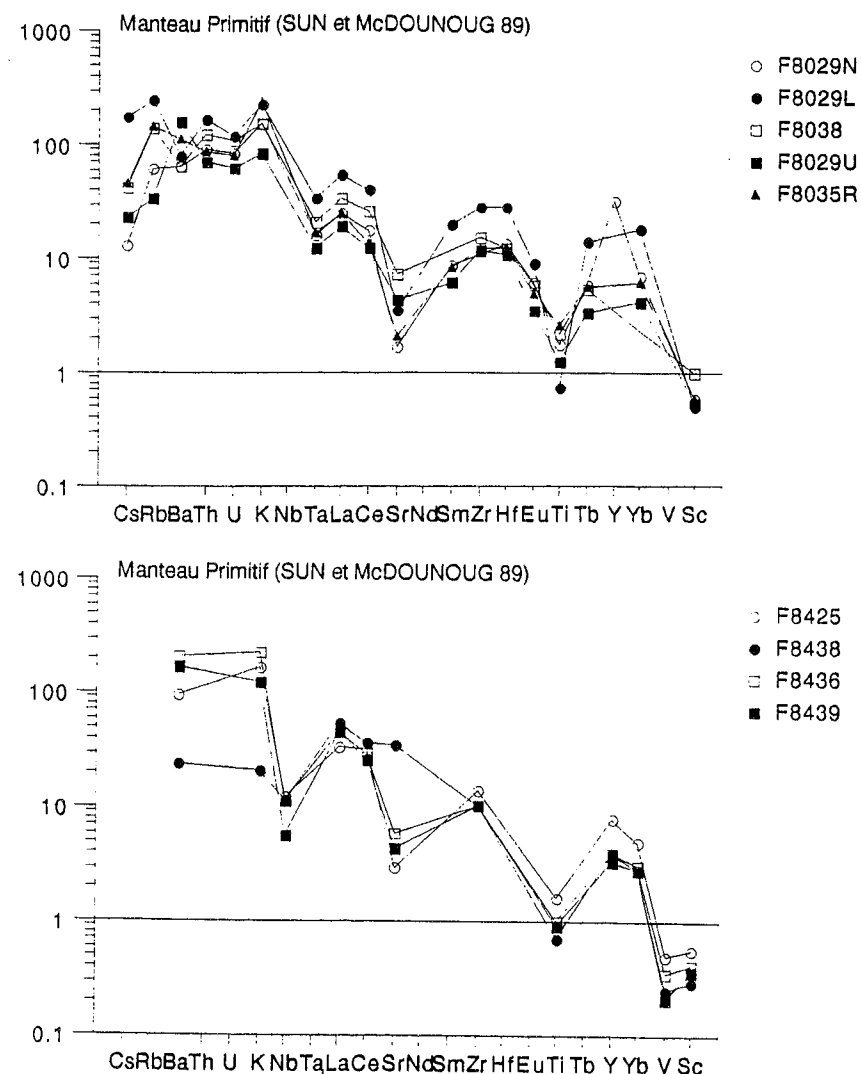


Fig.V-17C : Diagrammes multi-éléments normalisés au manteau primitif (SUN et McDOUGALD, 1989) des laves acides (rhyolites et ignimbrites) de Jerada.

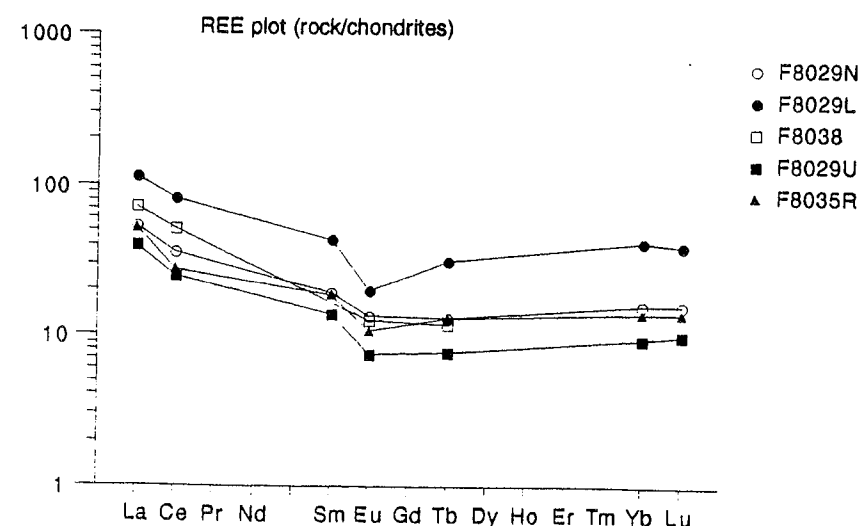


Fig.V-17D : Spectres des terres rares (normés aux chondrites) des laves acides (rhyolites et ignimbrites) de Jerada.

II-2- Les laves de la boutonnière de TANCHERFI

II-2-1- L'altération

A l'affleurement les laves apparaissent très altérées, certaines sont meubles. Dans cette étude nous avons choisi les moins altérées possibles. L'application de la méthode de BIENVENU et al. (1990) sur quelques échantillons (Fig.V-19), montre la mobilité élevée surtout de Rb et à moindre mesure celle de Na, K. Certaines roches présentent un excès en Cr qui est corrélé à un déficit en Ni, ces variations sont dues plutôt à la composition minéralogique en conséquent de la roche (abondance ou non de l'olivine et de pyroxène). Les éléments majeurs : Si, Ti, Fe, Mg, Mn et les HFSE (Zr, Hf, Nb, Ta) ainsi que les terres rares restent inertes.

II-2-2- Cristallisation fractionnée et contamination

a - Les éléments compatibles Ni, Cr, Co

Dans l'ensemble on retrouve deux ensembles de roches ; d'une part un ensemble basique (basalte et gabbro) représentant les termes primitifs ($MgO = 7-8$) avec des teneurs en Cr > 250 ppm, Ni > 100 ppm, Co > 30 ppm, Sc > ppm ppm plus élevées et d'autre part un ensemble dont les caractéristiques sont ceux d'un magma évolué. Ainsi dans ce dernier ensemble, les laves andésitiques basiques présentent des teneurs en Cr comprises entre 13 et 41 ppm, plus faibles que celles des laves de Jerada, des teneurs faibles et variables en Co (<26 ppm), semblables à celles des laves de Jerada. Les teneurs en Ni sont très variables, de 11 à 67 ppm et leur corrélation avec les teneurs en Cr montre certains rapports Cr/Ni anormalement inférieurs à 1, ce qui peut être dû à une concentration minéralogique élevée en olivine ($Fe_2O_3 = 8,20\%$ pour $SiO_2 = 57,50\%$).

Les laves pyroclastiques à composition dacitique et ignimbritique ont une teneur en Cr qui varie de 17 à 33 ppm. La teneur en Co varie du simple au double ($8\text{ ppm} < Co < 16\text{ ppm}$) mais elle est plus faible que celle des andésites. La teneur en Ni varie de 8 à 68 ppm. Cette teneur, exceptionnellement élevée, pourrait être dû la présence des olivines par un processus de mélange basique-acide. Mais, d'après GILL (1981), les fluctuations de Ni dans les andésites orogéniques peuvent refléter l'hétérogénéité des compositions de la source magmatique en fonction des processus de différenciation.

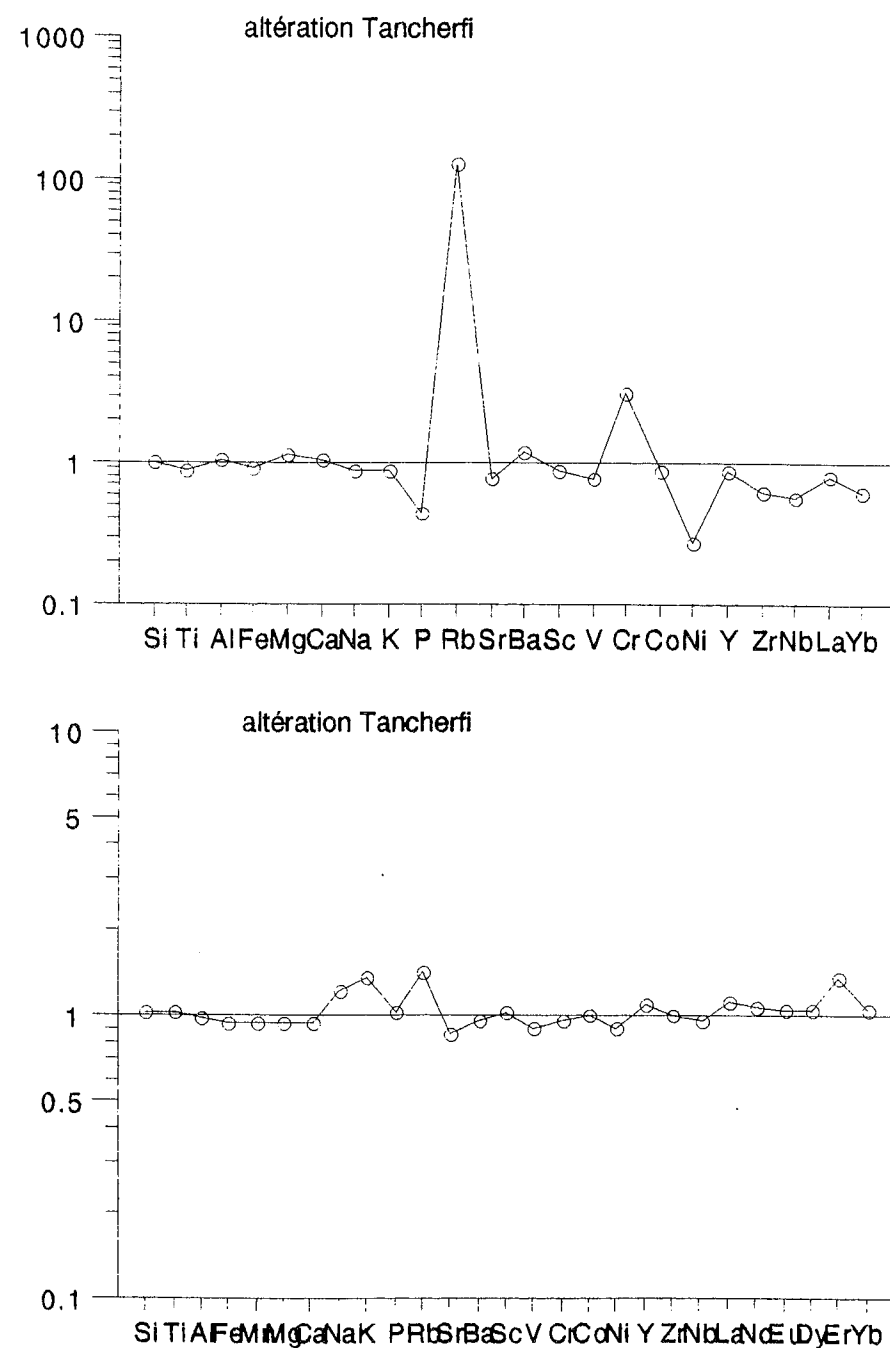


Fig.V-19 : Diagrammes multi-éléments d'une roche altérée normalisés à son équivalent roche moins altérée de même affleurement (BIENVENU et al., 1990), rendant compte de la mobilité des éléments dans les laves de la Meseta orientale. C_j^F : Concentration de l'élément j dans la roche fraîche. C_i^A : Concentration de l'élément i dans la roche altérée.

b - Diagramme binaire d'un élément de transition en fonction d'un élément hygromagmaphile : Zr (Fig.V-20)

Dans le cas des laves de Tancherfi, Zr est élevé et varie de 101 à 216 ppm ; il semble augmenter en fonction de la différenciation. Les teneurs en Zr des laves basiques et des andésites basaltiques sont plus proches, voire incluse dans la fourchette donnée pour les laves basiques calco-alcalines : $64 \text{ ppm} < \text{Zr} < 104 \text{ ppm}$ (PEARCE et CANN, 1973). Les points représentatifs des laves du Tancherfi dessinent dans certains cas une décroissance exponentielle dans les diagrammes de paramètres MgO, Co, Sc en fonction de l'élément hygromagmaphile Zr (FICHAUT et al., 1989 : Fig.V-20), ce qui plaide en faveur d'une cristallisation fractionnée par fractionnement précoce des minéraux ferromagnésiens : olivine, pyroxène. Dans d'autres cas, on observe une évolution suivant une droite décroissante, plaidant en faveur d'un mélange magmatique.

II-2-3- Caractères de la source

a - Diagrammes de corrélation inter-éléments incompatibles

Le rapport Ba/La des laves de Tancherfi est compris entre 17,17 et 48,03 ; ces valeurs sont comparables à celles ($15 < \text{Ba/La} < 80$) des andésites orogéniques définies par GILL (1981). Par ailleurs, les points représentatifs des laves de Tancherfi couvrent le champ des High-K andésites orogéniques (Fig.V-14). De même, par le rapport La/Nb (GILL, 1981) qui varie de 2,6 à 5,2 ($\text{La/Nb de MORB} < 2$ et $2 < \text{La/Nb} < 5$ pour les andésites orogéniques), les laves de Tancherfi sont des High-K andésites orogéniques (Fig.V-14).

L'application de la représentation graphique d'un élément hygromagmaphile (TREUIL et VARET, 1973 ; STEINBERG et al., 1979) aux laves de la boutonnière de Tancherfi montre que certains éléments, insensibles à l'altération, pris deux à deux ne donnent pas toujours une bonne corrélation linéaire (diagrammes Yb/La, Yb/Y, Yb/Zr, Nb/Zr). Deux hypothèses peuvent être envisagées pour expliquer ceci :

- les laves de Tancherfi n'ont pas subi un processus unique et dériveraient de sources de composition hétérogène.
- ces laves auraient subi des modifications chimiques dues au mélange de deux magmas ou à la contamination par assimilation de croûte fondue, bien que normalement ce dernier facteur ne modifie pas ces éléments.

b - Diagramme binaire Y, Zr, Nb/SiO₂ (Fig.V-16)

Dans les diagrammes Y, Zr, Nb/SiO₂ tous les points représentatifs des laves de Tancherfi se placent dans le domaine des laves d'arc.

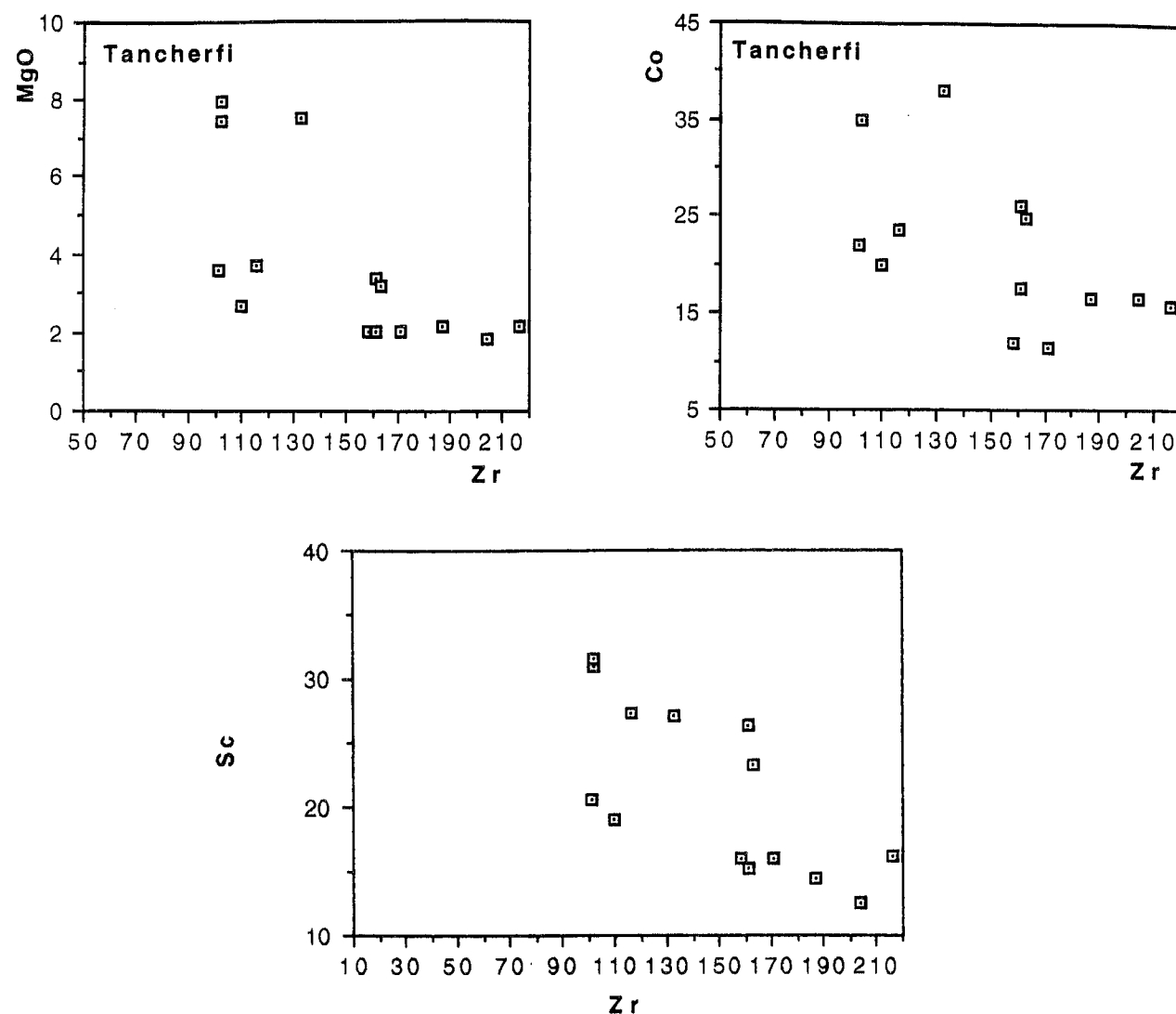


Fig.V-20 : Diagrammes inter-éléments entre un élément compatible (Co, MgO, Sc) et un élément incompatible (Zr) pour les laves de Tancherfi (d'après FICHAUT et al., 1989).

Le rapport Y/Nb qui est élevé ($2 < Y/Nb < 10$) exclut le caractère alcalin ($Y/Nb < 1$) selon PEARCE et CANN (1973).

Les rapports Nb/Y ($0,22 < Nb/Y < 0,54$) montrent que les laves de Tancherfi sont comparables aux laves subalcalines (WINCHESTER et FLOYD, 1977).

Le rapport Zr/Nb variant entre 11 et 19 (Tab.V-2) est compris entre les valeurs moyennes de basalte calco-alcalin ($Zr/Nb = 22$) et de basalte calco-alcalin hautement potassique ($Zr/Nb = 10$) de zone orogénique (Basaltic Volcanism Study Project, 1981). Rappelons l'intérêt particulier du rapport Nb/Zr (et/ou Ta/Hf) pour l'étude des caractéristiques géochimiques primaires du manteau sous-jacent à l'arc et non contaminé par la subduction (BIENVENU et al. 1990). Ainsi, les laves de Tancherfi présentent un rapport de $(Zr/Nb)N$ compris entre 0,84 et 1,32. Sachant que le rapport $(Zr/Nb)N$ des MORB-N = 0,37 et celui des MORB-E = 1,27 (SUN et McDOUNOUGH, 1989), nous pouvons suggérer une source mantellique appauvrie, ou intermédiaire entre les types MORB-N et MORB-E plutôt plus proche de type MORB-E. La variabilité de ce rapport $(Nb/Zr)N$ reflète peut-être une hétérogénéité locale de la source.

Y reste presque constant ($22 < Y < 27$) depuis les termes basiques jusqu'aux termes acides. Nb est variable mais en quantité plus faible dans les roches basiques ($5 < Nb < 14$ ppm). Ces concentrations sont typiques des roches subalcalines.

Il faut remarquer que les concentrations en Zr et en Y des laves de Tancherfi sont élevées, jusqu'au 61,70 % de SiO₂ (Tab.V-2) ; à partir de cette valeur jusqu'aux termes les plus différenciés, on assiste à une décroissance de Zr et de Y ; ceci est dû à ce que Zr et Y ne gardent pas leur comportement hygromagmaphile lorsque la différenciation est plus avancée car ils entrent dans la composition d'un minéral (Zircon).

c - Les diagrammes normalisés multi-éléments (Fig.V-21)

L'allure des spectres des terres rares élargis des laves de la boutonnière de Tancherfi est comparable à celle des laves de la boutonnière de Jerada par l'enrichissement en terres rares légères et en éléments non-terres rares (alcalins et alcalins-terreux : Sr, K et Rb), et par l'appauvrissement systématique de tous les éléments de Zr à Yb.

Ta n'est pas dosé, mais Nb montre toujours une anomalie négative typique des laves des zones orogéniques (Fig.V-18a et 21).

Ti montre une anomalie négative par rapport à Yb et à Y ; cette anomalie est associée à celle du vanadium. Ceci pourrait être lié à un fractionnement précoce des oxydes ferro-titanés (BOUGAULT, 1980 ; BRIQUEU et al., 1984).

Le parallélisme des spectres, depuis les roches les plus basiques jusqu'aux roches les plus différenciées (Fig.V-21E) semble montrer que les laves de Tancherfi dérivent de même type de source magmatique sans variation significative du taux de fusion partielle.

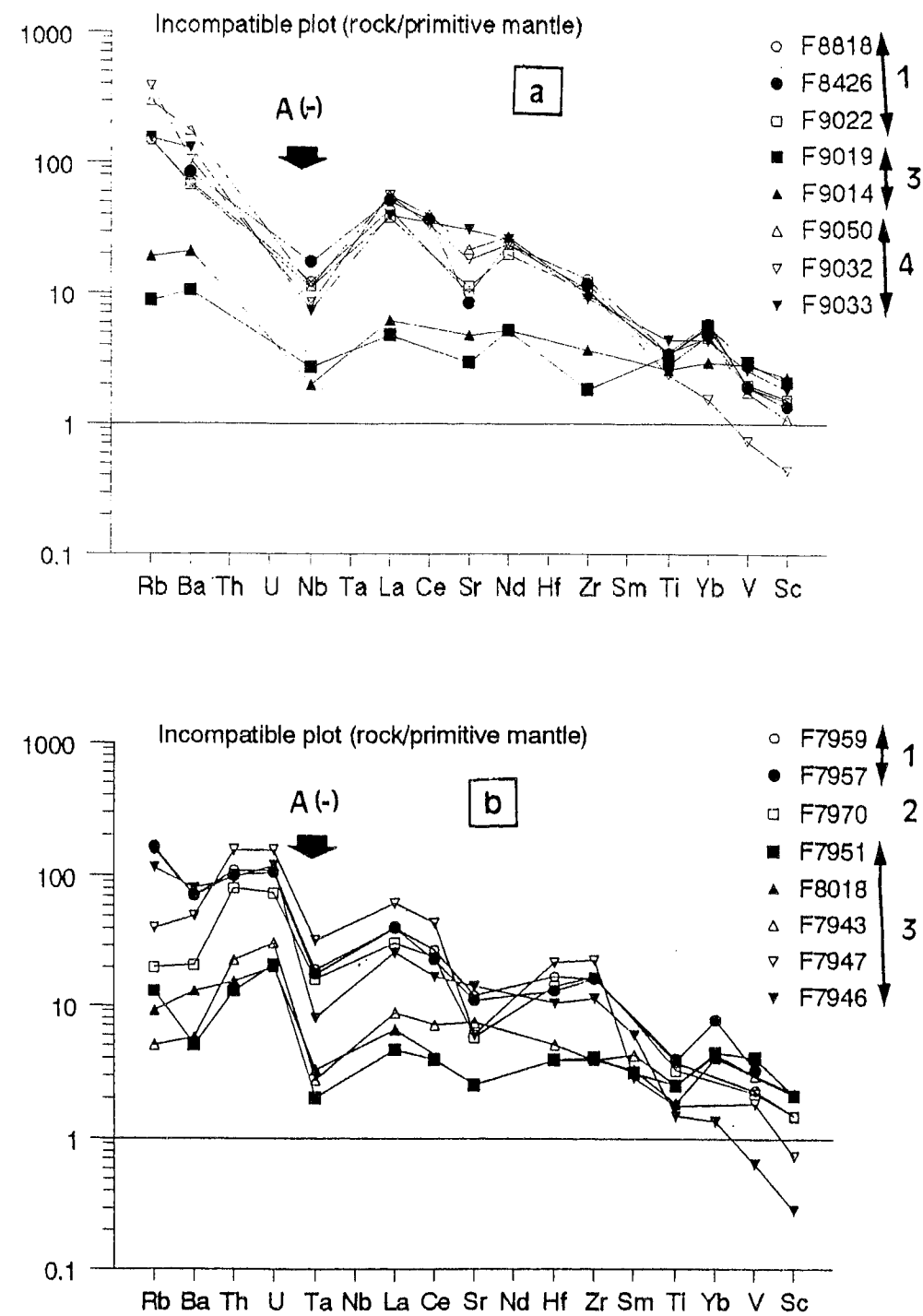


Fig.V-18A : Diagrammes multi-éléments normalisés au manteau primitif (SUN et McDOUGOUGH, 1989) de l'ensemble des laves de la Meseta orientale
1 : Jerada : 2 : Jorf Ouazzane, 3 : Mekam, 4 : Tancherfi. A (-) : Anomalie négative en Ta ou en Nb.

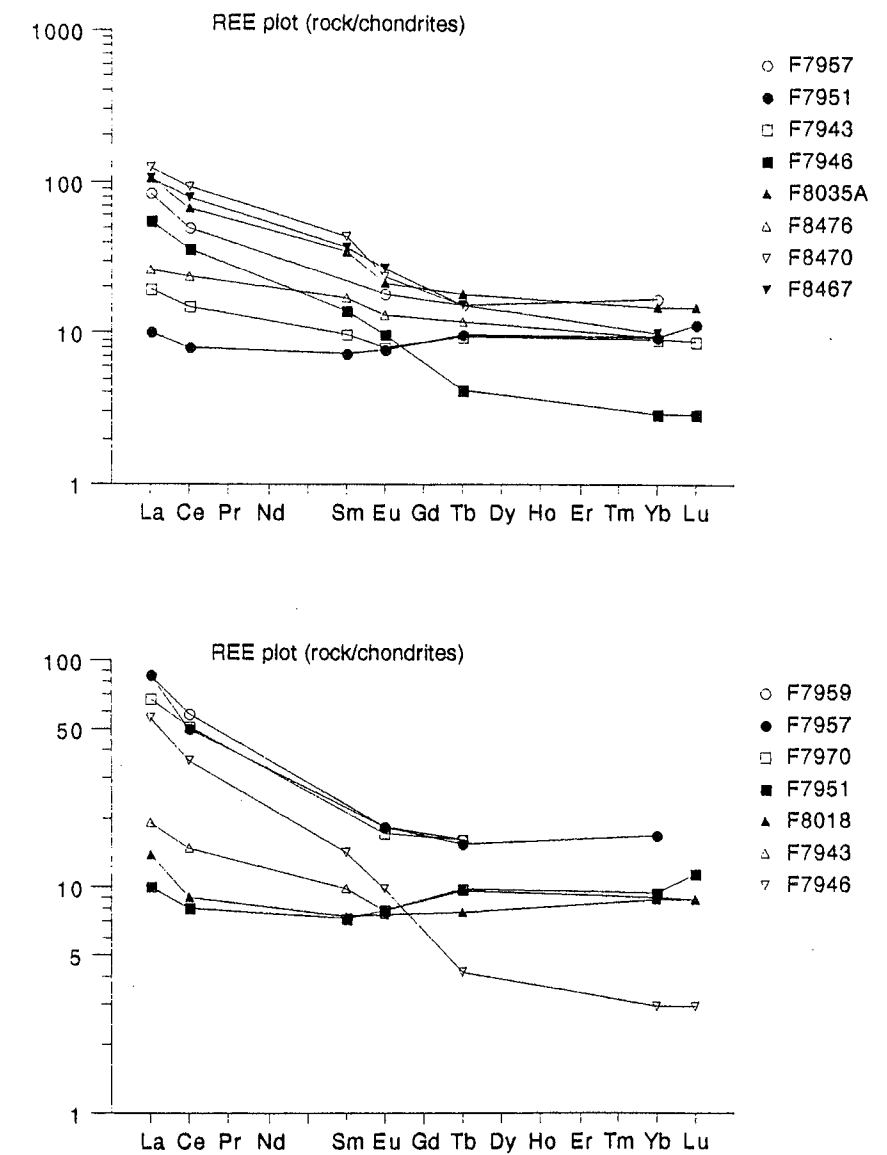


Fig.V-18B : Spectres des laves des terres rares (normés aux chondrites) de l'ensemble des laves de la Meseta orientale.

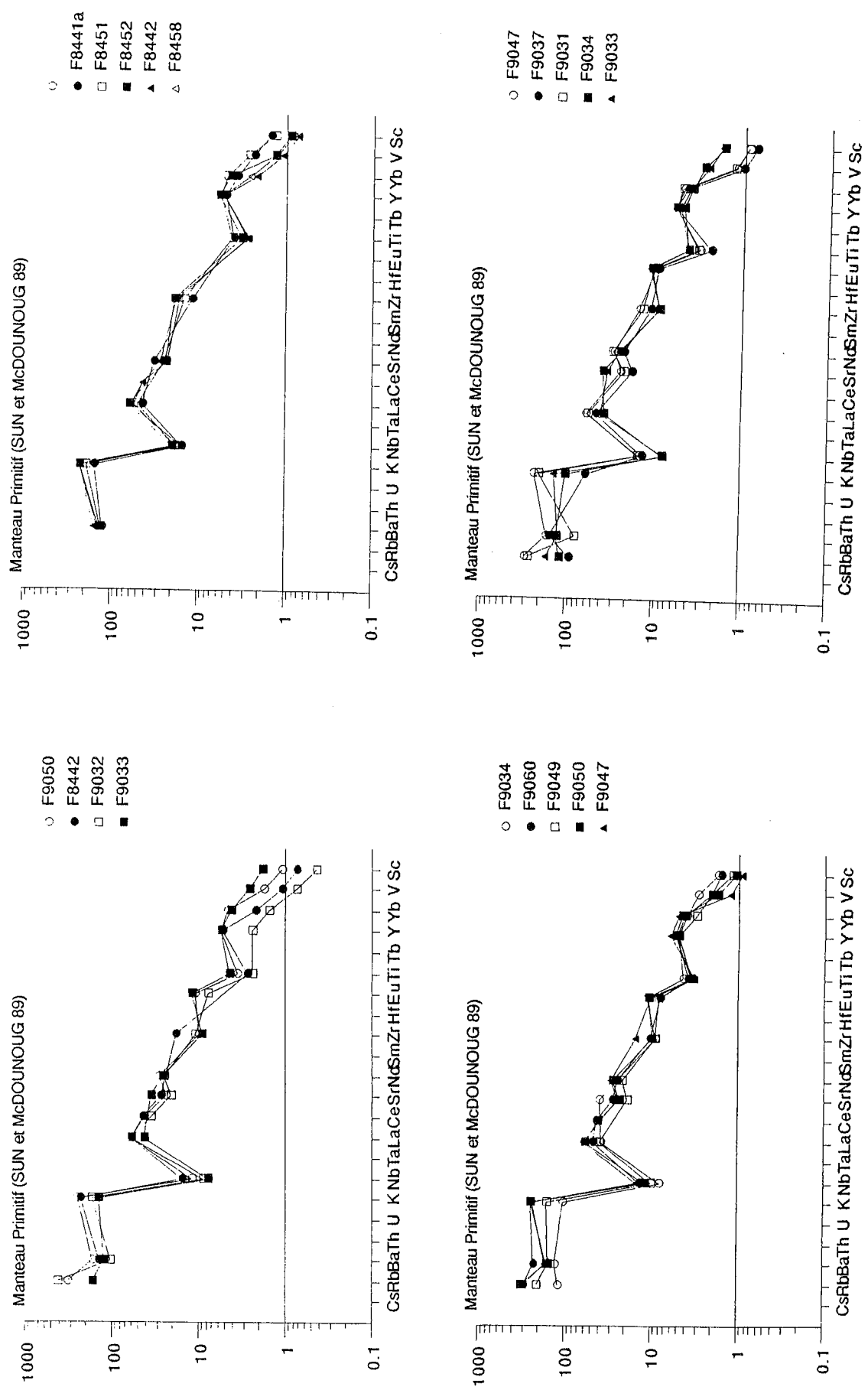


Fig. V-21E : Diagramme multi-éléments normalisés au manteau primitif (SUN et McDOUNOUGH, 1989) de l'ensemble des laves de Tancherfi.

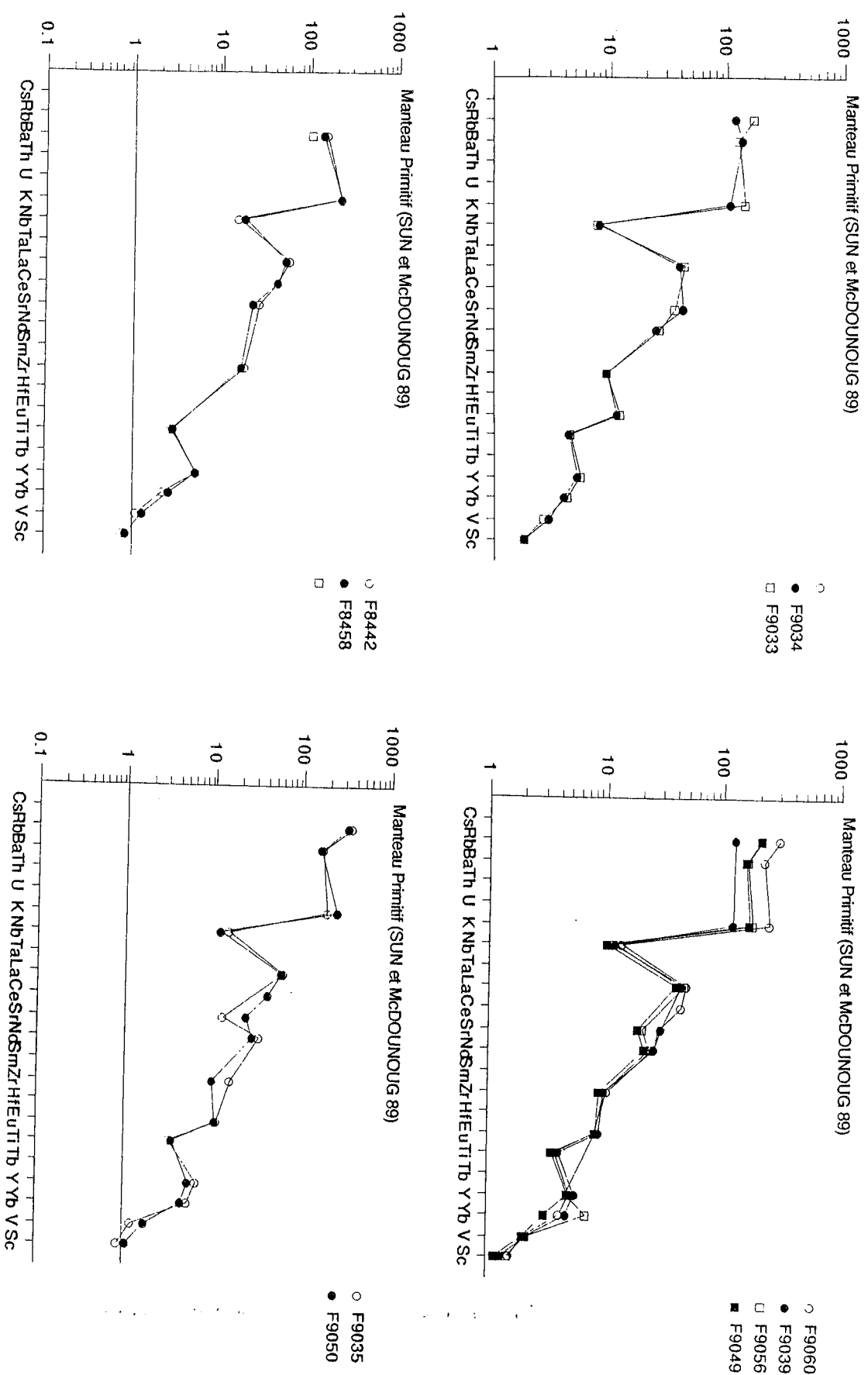


Fig. V-21 : Diagrammes multi-éléments normalisés au manteau primitif (SUN et McDOUNOUGH, 1989) des laves de Tancherfi. Fig. A : pour gabbro ; Fig. B : andésites basiques ; Fig. C : dacite ; Fig. D : andésites acides.

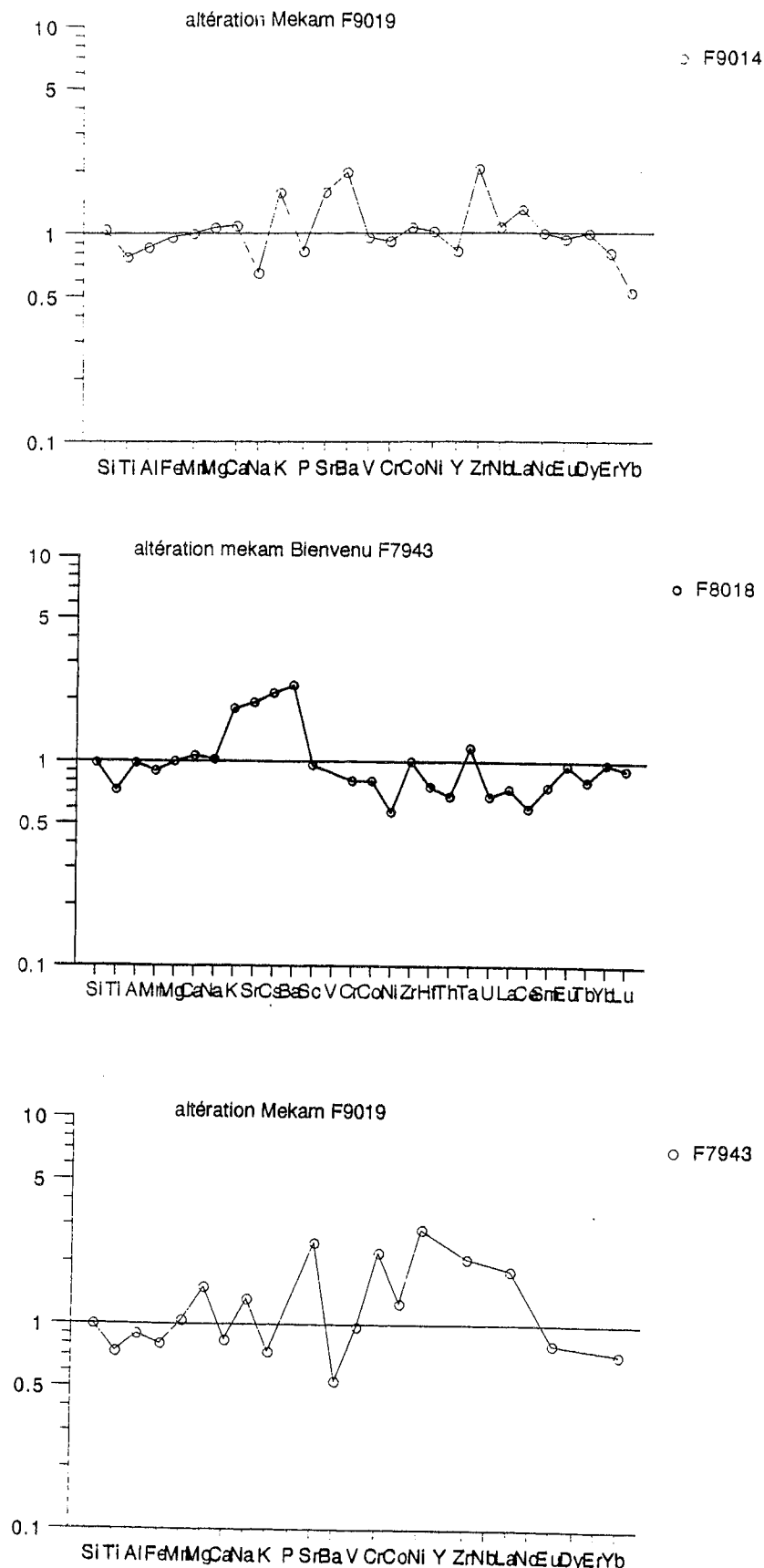


Fig.V-22 : Diagrammes multi-éléments d'une roche altérée normalisés à son équivalent roche moins altérée de même affleurement (BIENVENU et al., 1990), rendant compte de la mobilité des éléments dans les laves de la Meseta orientale. C_j^F : Concentration de l'élément j dans la roche fraîche. C_i^A : Concentration de l'élément i dans la roche altérée.

II-2-4- Conclusion

Les laves de Tancherfi présentent les caractéristiques des laves "orogéniques" calco-alcalines particulièrement potassiques (>3 %) : pauvreté en TiO_2 (<1,2 %), richesse moyenne en Al_2O_3 , richesse en K_2O (> 3 %). L'appauvrissement en Nb marqué par des pics négatifs importants dans les spectres normalisés multi-éléments, ainsi que l'enrichissement en LILE et en éléments incompatibles reflètent soit la présence d'une source primitive mantellique enrichie par métasomatose due à des fluides magmatiques de caractère "alcalin" (TATSUMI et al., 1986), soit la présence d'une source primitive mantellique enrichie soumise à de faibles taux de fusion partielle. Le parallélisme des spectres semble indiquer que les laves de Tancherfi dérivent d'un même type de source, sans variation significative des taux de fusion partielle.

II-3- Les laves de la boutonnière du MEKAM

II-3-1- L'altération

Sur les quelques exemples (Fig.V-22) des laves les plus altérées (à perte au feu > 2), en application de la méthode de BIENVENU et al. (1990), on constate que ce sont toujours les mêmes éléments qui sont les plus mobiles à savoir, Na, K, Sr, Cs, Ba ; les terres rares légères (La, Ce) peuvent dans certaines roches montrer une légère mobilité, ainsi que Th et U. D'autres éléments présentent des variations notables, tels que le P, Zr, qui sont probablement dues à la composition minéralogique (apatite et zircon), tandis que les variations de Cr, Ni sont dues à l'abondance ou non de clinopyroxène. Les autres éléments majeurs (Si, Ti, Fe, Mn, Mg) sont presque immobiles, il en est de même pour les éléments en traces tels que les HFSE, les terres rares intermédiaires et lourdes.

II-3-2-La cristallisation fractionnée

a- Les éléments compatibles Ni, Cr, Co (Fig.V-23) :

La représentation graphique de Ni, Cr, Co en fonction de SiO_2 (indice de différenciation magmatique) montre que ces éléments à fort coefficient de partage pour les minéraux ferromagnésiens décroissent au fur et à mesure de l'évolution de la différenciation magmatique. Les diagrammes Co, Cr, Ni en fonction de SiO_2 permettent de distinguer deux groupes de roches dans la boutonnière du Mekam (Fig. 23C). Le premier groupe est formé par des laves andésitiques basaltiques dont la teneur en SiO_2 est comprise entre 49,40 et 55,50 % ; le second groupe est formé de laves dont la teneur en SiO_2 est comprise entre 62,40 et 70,80 %. Les deux groupes de roche ont respectivement :

- 52 ppm < Ni < 150 ppm et 5 ppm < Ni < 32 ppm ;

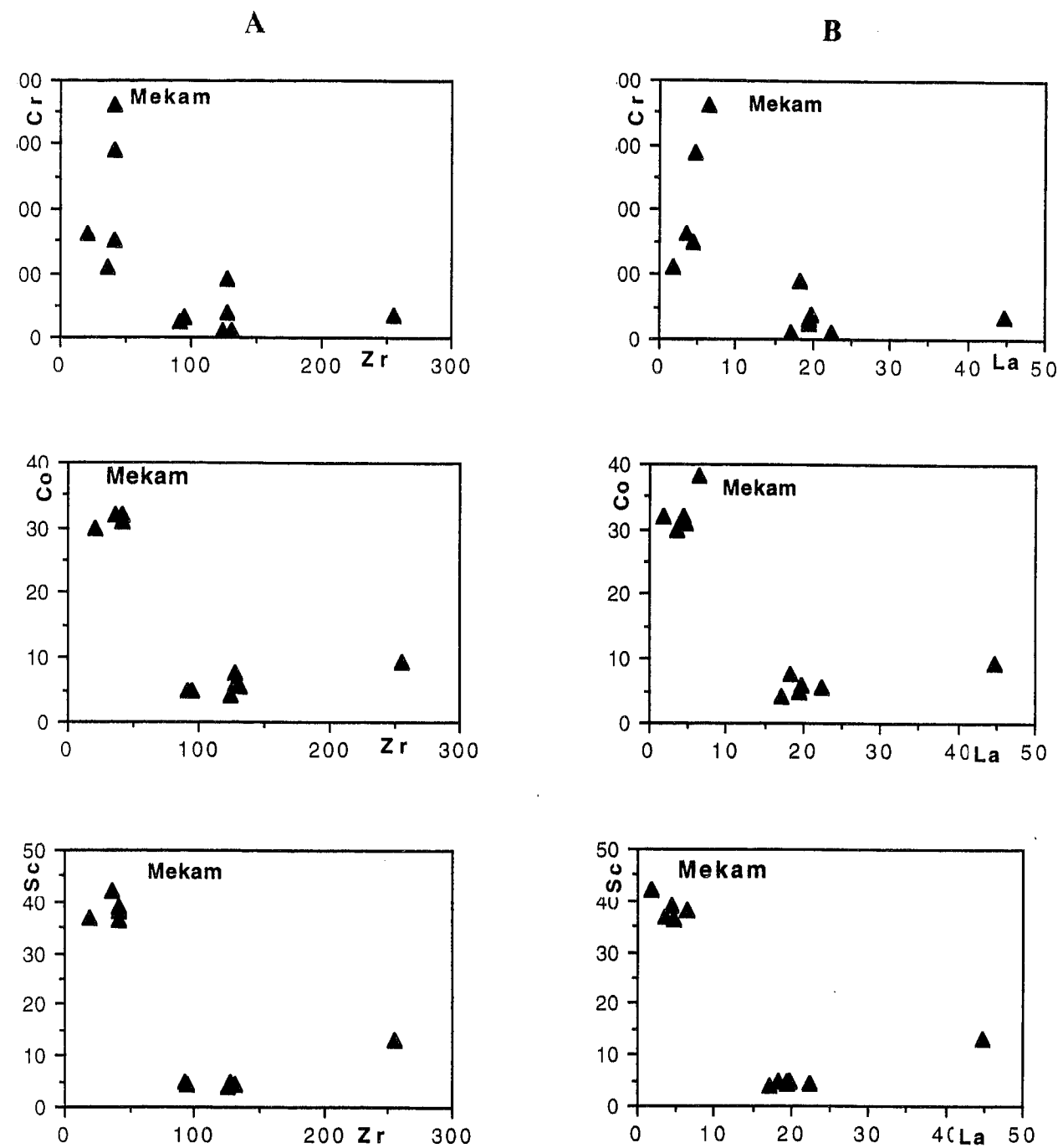


Fig.V-23 : A & B Diagrammes inter-éléments entre un élément compatible (Sc, Cr, Co) et un élément incompatible (Zr : fig.A ; La : fig.B) pour les laves du Mekam. (d'après FICHAUT et al., 1989).

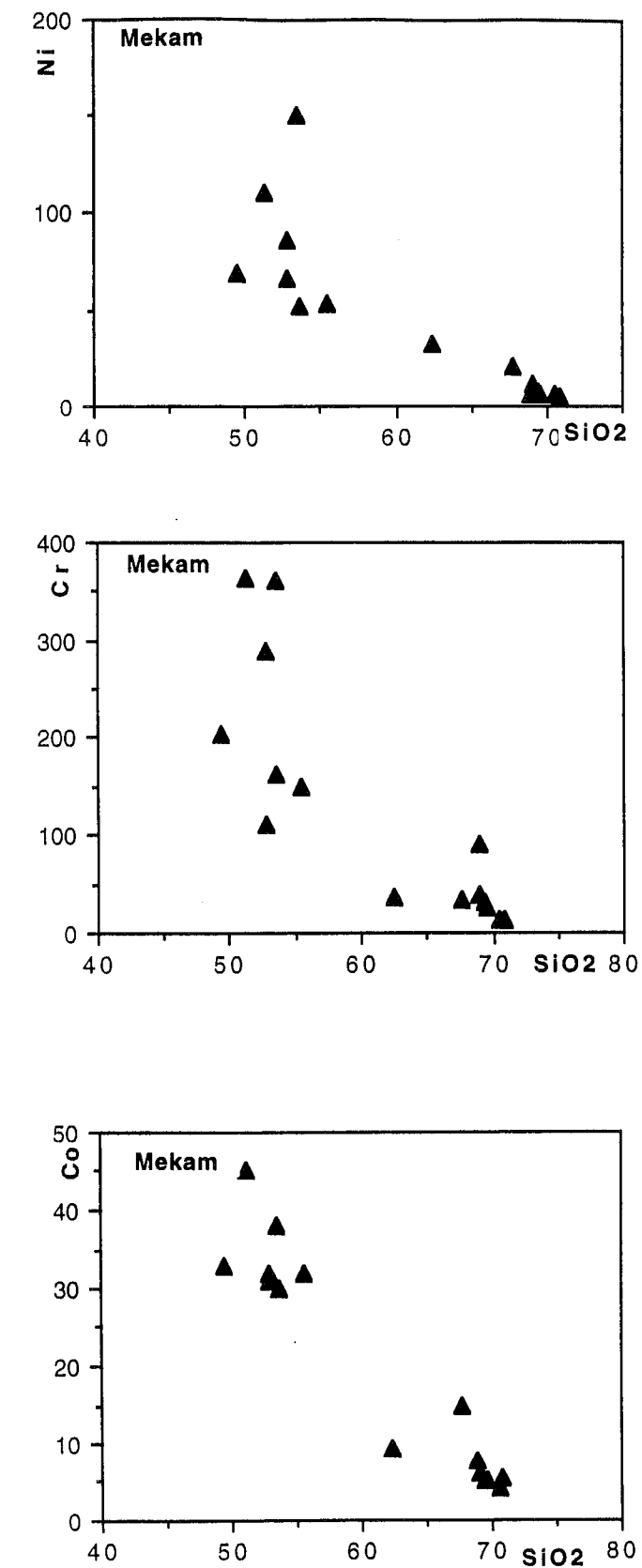


Fig.V-23 C : Diagrammes inter-éléments entre un élément compatible (Ni, Cr, Co) et SiO₂ pour les laves du Mekam (d'après FICHAUT et al., 1989).

- $30 \text{ ppm} < \text{Co} < 45 \text{ ppm}$ et $4 \text{ ppm} < \text{Co} < 15 \text{ ppm}$;
- $252 \text{ ppm} < \text{Cr} < 385 \text{ ppm}$ et $35 \text{ ppm} < \text{Cr} < 158 \text{ ppm}$.

La particularité de ces laves du Mekam est la présence de roches peu évoluées : les teneurs en Ni (150 ppm), en Co (45 ppm) et en Cr (385 ppm) correspondent à des termes presque primitifs très riches en clinopyroxènes, sachant que les magmas basaltiques primitifs présentent des variations de teneurs de l'ordre 200 à 500 ppm pour le Ni, 50-70 ppm pour le Co et 500-800 ppm pour le Cr (VILLEMANT et TREUIL, 1983). Ceci nous permet de conclure à la contribution d'une source mantellique pour les laves basiques du Mekam.

b- Diagrammes Ni, Co, Cr, en fonction d'un élément hygromagmaphile (Zr ou La ; Fig.V-23A et 23B).

La distinction illustrée par les diagrammes Ni, Co, Cr en fonction de SiO₂ (Fig. V-23C) est confirmée par les diagrammes binaires où le paramètre est un élément compatible (Mg, Sc, Ni, Co, Cr) en fonction d'un élément hygromagmaphile (La, Zr). L'application de la méthode de FICHAUT et al. (1989) aux laves du Mekam permet de déceler une décroissance exponentielle (Fig.V-23A et V-23B) indicative d'un processus de cristallisation fractionnée. Il faut noter aussi la présence d'une lacune entre le groupe basique et le groupe acide. Ceci peut être expliqué, soit par le manque d'échantillons soit par un autre phénomène venant se superposer à la cristallisation fractionnée (DE PAOLO, 1981).

II-3-3- La fusion partielle

Les diagrammes binaires d'un élément compatible (Ni, Co, Cr) en fonction d'un élément hygromagmaphile (La, Zr) indiquent que les laves basiques du Mekam se distinguent nettement des laves andésitiques acides, par leur source soumise à des taux de fusion partielle plus élevés (Fig.V-23B). L'augmentation de la pente de La à Sm dans les spectres des terres rares (normalisation aux chondrites) ainsi que l'emboîtement des courbes, montrent l'effet de variabilité de taux de fusion partielle de la source mantellique, responsable de l'évolution magmatique des basiques laves (Fig.V-24B, et V-25B).

II-3-4- Caractères de la source

a - Diagramme de corrélation inter-élément

Les diagrammes La/Ba et La/Nb (Fig.V-14) soulignent le caractère d'andésite orogénique pour des laves du Mekam. Le rapport La/Nb est variable et compris entre 1,7 et 7,4. Pour GILL (1981) les andésites orogéniques ont $2 < \text{La/Nb} < 5$, les valeurs observées supérieures à 5 correspondent aux laves acides (SiO₂ > 68 %), et l'augmentation de La/Nb avec

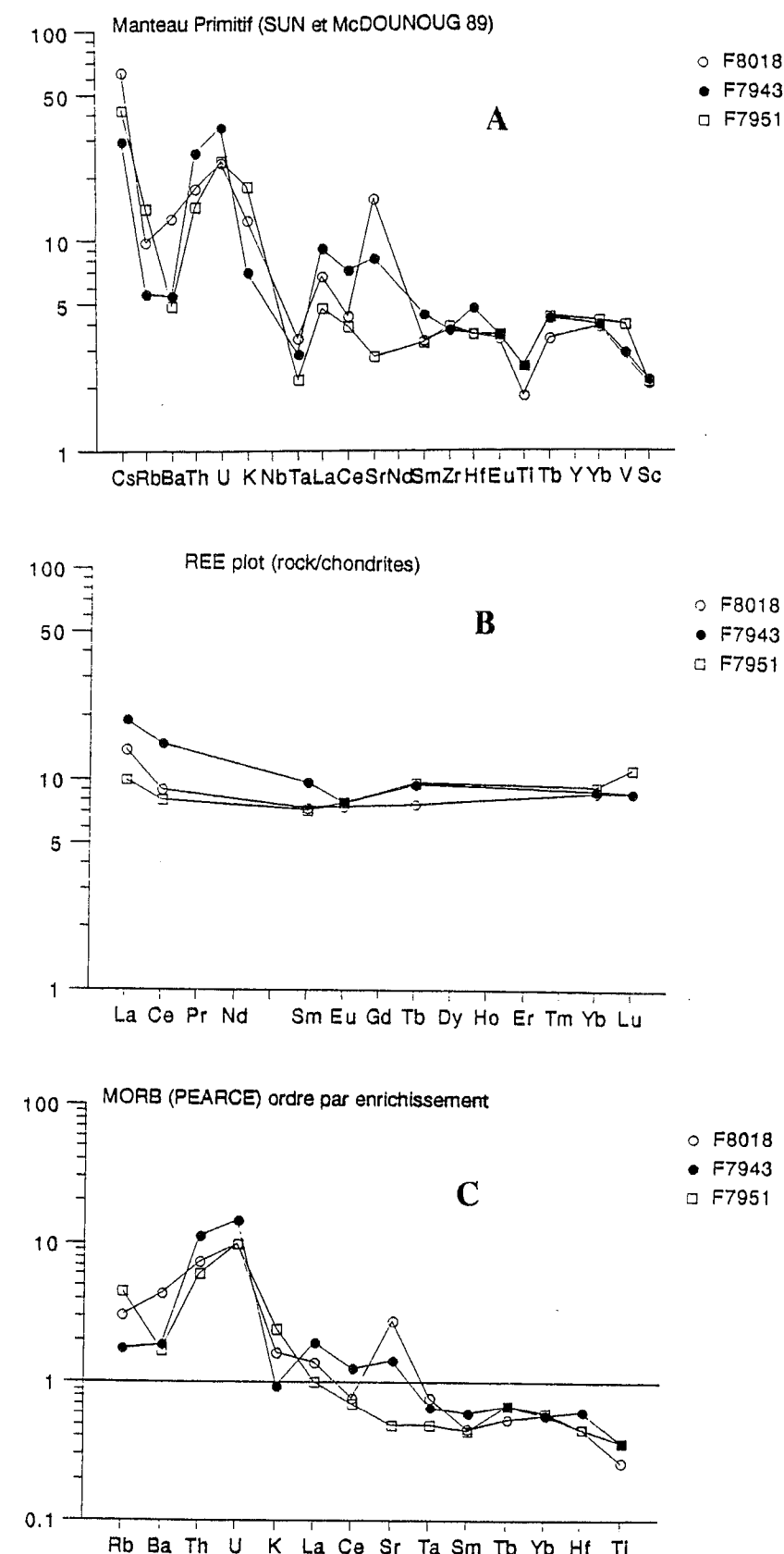


Fig.V-24 : A- Diagrammes multi-éléments normalisés au manteau primitif (SUN et McDONOUGH, 1989) des laves basiques du Mekam. B- Spectres des terres rares (normés aux chondrites) des laves basiques du Mekam.

Fig.V-24 C - Diagrammes multi-éléments normalisés au MORB-appauvri défini par PEARCE (1983). Les éléments sont classés par ordre croissant d'enrichissement dans les fluides, de la droite vers la gauche (MAURY et al., 1992) rendant compte de la métasomatose de manteau à l'origine des laves du Mekam.

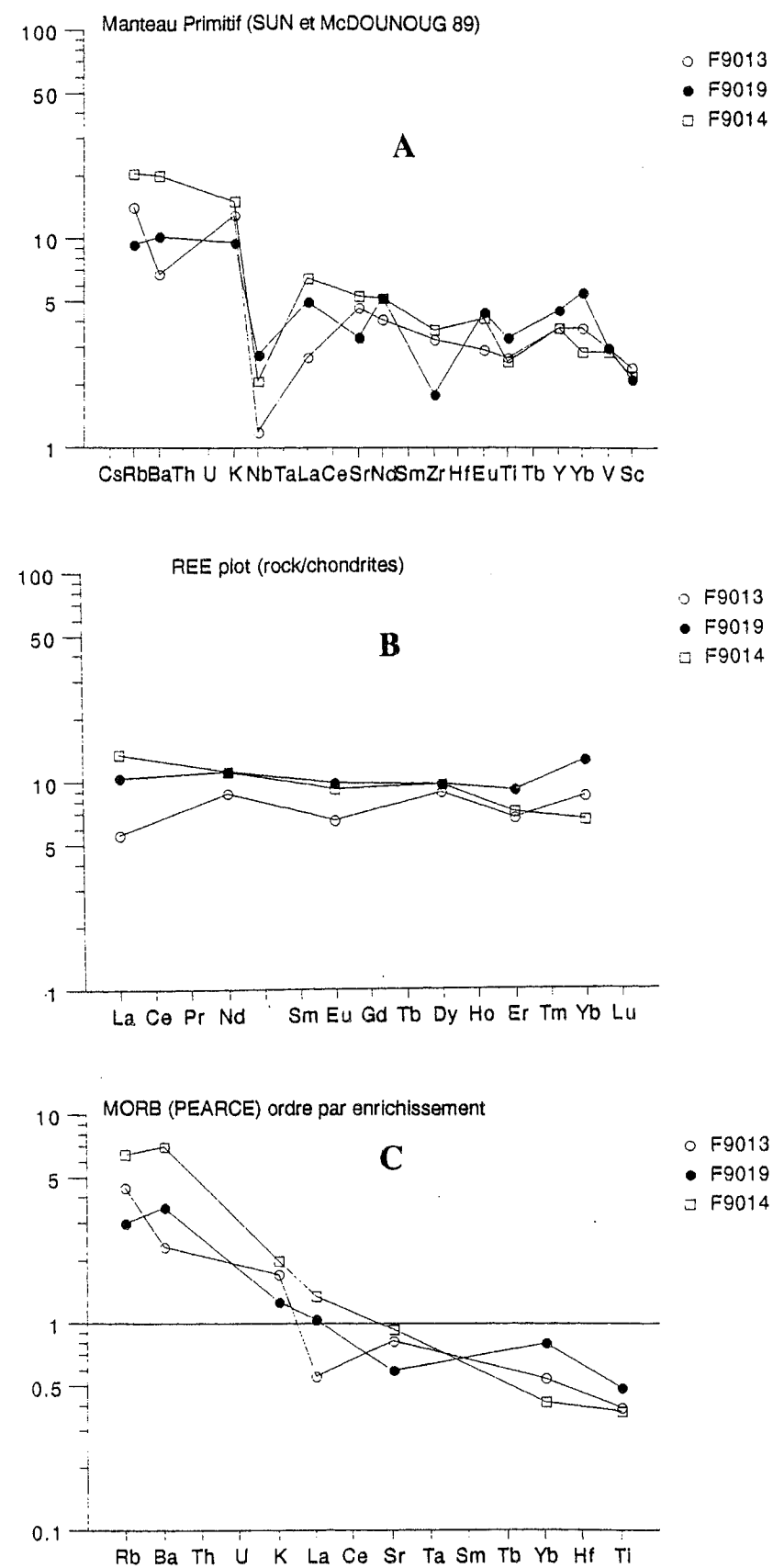


Fig.V-25 : A- Diagrammes multi-éléments normalisés au manteau primitif (SUN et McDOUNOUGH, 1989) des laves intermédiaires du Mekam. B- Spectres des terres rares (normés aux chondrites) des laves intermédiaires du Mekam.

Fig.V-25 C - Diagrammes multi-éléments normalisés au MORB-appauvri défini par PEARCE (1983). Les éléments sont classés par ordre croissant d'enrichissement dans les fluides, de la droite vers la gauche (MAURY et al., 1992) rendant compte de la métasomatose de manteau à l'origine des laves du Mekam.

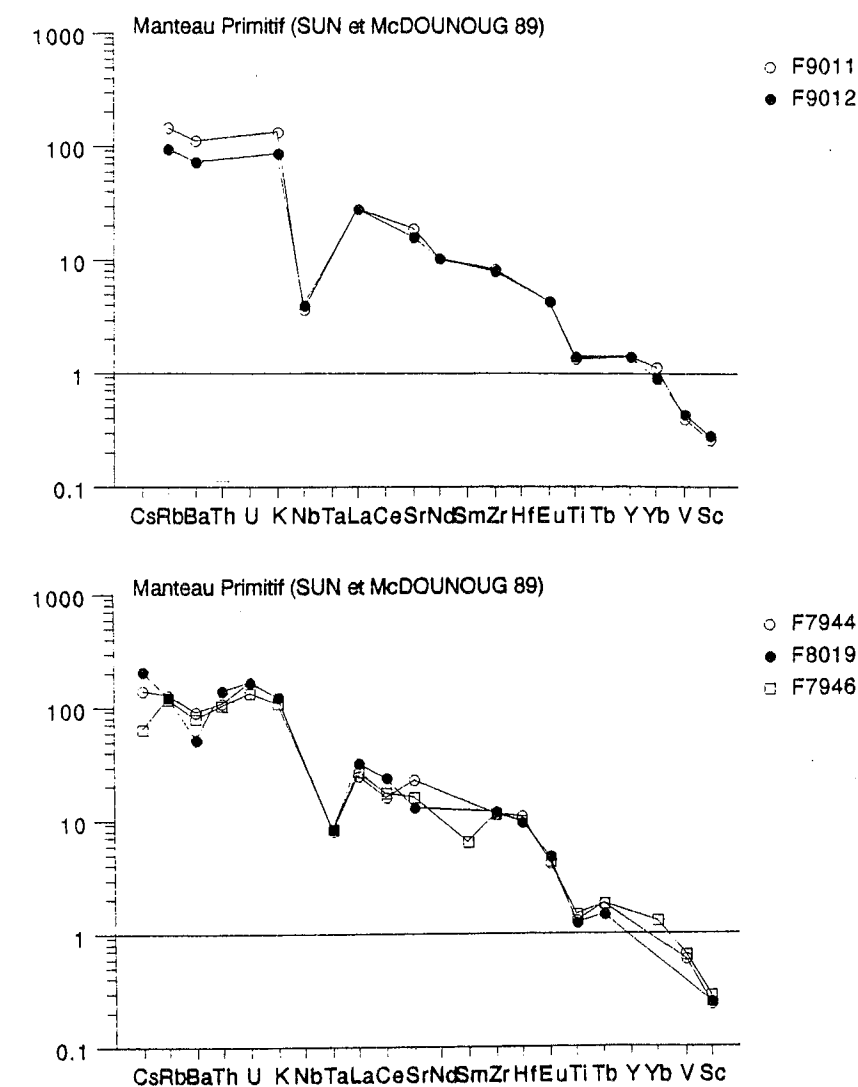


Fig.V-25 D- Diagrammes multi-éléments normalisés au manteau primitif (SUN et McDOUNOUGH, 1989) des laves acides du Mekam.

l'acidité de la roche sont liées à la contamination crustale. Notons que l'échantillon de plus faible rapport ($\text{La/Nb}=1,7$) se place à la limite entre le domaine de MORB appauvri et de MORB enrichi.

Dans les trois diagrammes (La/Ba , La/Nb , La/Th) les laves les plus primitives du Mekam se placent dans le domaine des andésites orogéniques pauvre en K (Low. K). Ce sont des laves d'affinité tholéïtiques d'arc (Low- k tholéïtes).

Le rapport Th/Ta , varie de 10,56 à 18,5 pour les roches basiques. Les valeurs les plus élevées (Th/Ta compris entre 25 et 35,5) correspondent aux roches les plus différenciées ($\text{SiO}_2 > 68\%$). Ce rapport, très variable pour les roches basiques, reflète une certaine hétérogénéité de source. De plus, il semble augmenter avec la contamination crustale affectant dans les roches acides.

b - Diagrammes Y, Nb, Zr / SiO_2 (Fig.V-16)

Dans les trois diagrammes Y, Nb, Zr / SiO_2 , les laves du Mekam occupent le champ des laves d'arc.

Y se comporte comme un élément compatible car il passe de 17 ppm dans les termes basique et andésitique à 6,50 ppm dans les roches acides.

Zr varie de 20 à 42 ppm dans les laves basiques et de 95 à 255 ppm dans les laves andésitiques.

Nb varie entre 0,85 et 10,45 ppm qui sont de faibles valeurs typiques caractéristiques des laves subcalcalines (tholéïtique, calco-alkaline), cet appauvrissement étant visualisée dans les spectres normalisés multi-éléments (anomalie négative en Nb).

Les laves du Mekam présentent un rapport $(\text{Zr/Nb})_N$ allant de 0,36 à 1,09 ($(\text{Zr/Nb})_N$ des MORB-N = 0,37 ; MORB-E = 1.27 (SUN et McDOUNOUGH, 1989). Au vu de ces données, il semble donc que la source mantellique des laves du Mekam soit appauvrie ou intermédiaire entre type MORB-N et manteau chondritique ($(\text{Nb/Zr})_N = 1$), et peut-être hétérogène (variabilité de rapport $(\text{Nb/Zr})_N$).

c - Les diagrammes normalisés multi-éléments (Fig.V-24 et V-25)

La diversité des spectres montre une certaine hétérogénéité des laves de la boutonnière du Mekam. Les roches les plus basiques ($\text{SiO}_2 = 50,60$ à $53,60\%$) sont caractérisées par de faibles teneurs en éléments hygromagmaphiles ($\text{Th} = 1,49$ ppm ; $\text{Hf} = 1,11$ ppm) et elles montrent des spectres de terres rares ou des diagrammes multi-élémentaires légèrement enrichis voire plats ($\text{La/Yb} = 1-3,17$: Fig. 24B et 25B), avec des teneurs moyennes de l'ordre de 10 à 20 fois celles des chondrites, les spectres devenant de plus en plus enrichis en éléments hygromagmaphiles pour les laves différenciées. Toutefois, l'ensemble des laves présentent des

anomalies positives en Th, des anomalies négatives prononcées en Nb-Ta, en Ti et V, semblables à celles des laves étudiées précédemment (Jerada, Tancherfi : Fig.V-18b). Selon la méthode (MAURY et al. 1992) de classement de valeurs de normalisation de MORB (PEARCE, 1983) par ordre d'enrichissement des éléments incompatibles dans les fluides (+Ti), afin de rechercher la nature de la source, on constate que les éléments Ta, Sm, Tb, Yb, Hf, Ti sont appauvris par rapport au MORB-N tandis que Rb, Ba, Th, U, sont enrichis par rapport au MORB-N (Fig.V-25).

II-3-5- Conclusion

L'affinité "orogénique" calco-alkaline des laves du Mekam est soulignée par l'enrichissement en LILE et en TR légères, par le rapport $\text{Th/Ta} > 10$ et par l'anomalie négative en Nb ou/et en Ta. Cependant les laves basiques les plus primitives, qui présentent des spectres plats, sont d'affinité tholéïtique d'arc appauvries en K (Low.K tholéïte) et semblent dérivées d'une source mantellique de type MORB appauvri mais faiblement enrichie par l'addition de Rb, Ba, Th, U, Sr probablement par métasomatose (TATSUMI et al., 1986) et soumise à des taux variables de fusion partielle diminuant des laves basiques aux laves intermédiaires. Les roches acides très enrichies en LILE et en TR légères sont d'origine différente des précédentes car leur spectre recoupent ceux des laves basiques à intermédiaires et semblent être affectées par la contamination crustale.

II-4- Les laves de la boutonnière du TAZEKKA.

II-4-1- L'altération

Les laves de Tazekka sont assez altérées et présentent des pertes au feu élevées allant jusqu'à 8,5 %. Les éléments majeurs les plus affectés par cette altération sont : Na_2O , K_2O et CaO . L'application de la méthode de BIENVENU et al., (1990) indique la mobilité de Cs, Ba, Rb, K, U. Les éléments tels que, Ti, Al, Mg, Mn, terres rares (La, Sm, Tb, Yb), HFSE sont presque immobiles et peuvent refléter la signature géochimique originelle du magma (Fig.V-26).

II-4-2- La cristallisation fractionnée

a - les éléments compatibles : Ni, Cr, Co.

Dans les termes les plus primitifs (à MgO de l'ordre de 7 %), ces éléments (Ni, Cr, Co) sont élevés puis décroissent selon l'évolution de la différenciation magmatique (Fig.V-27).

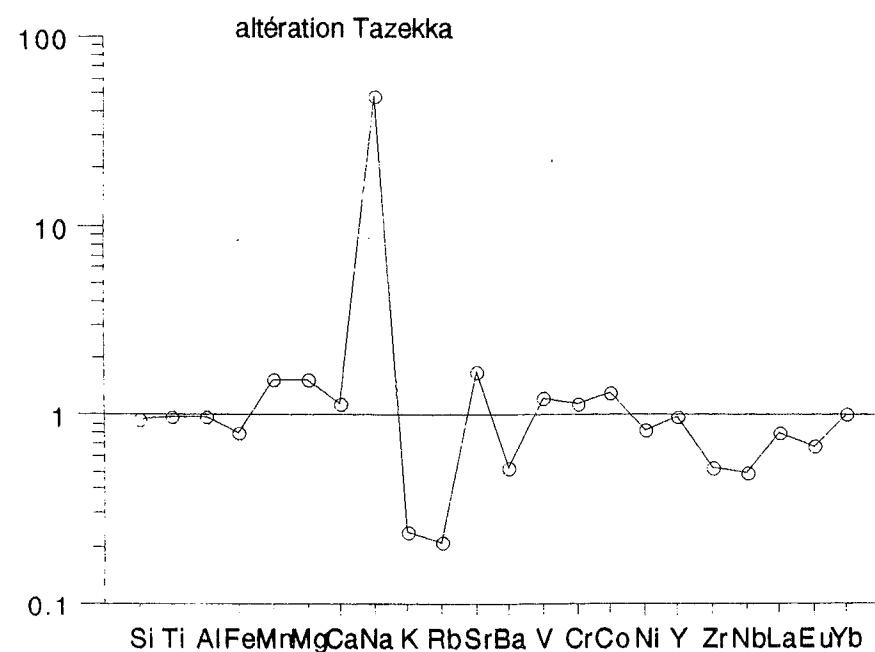
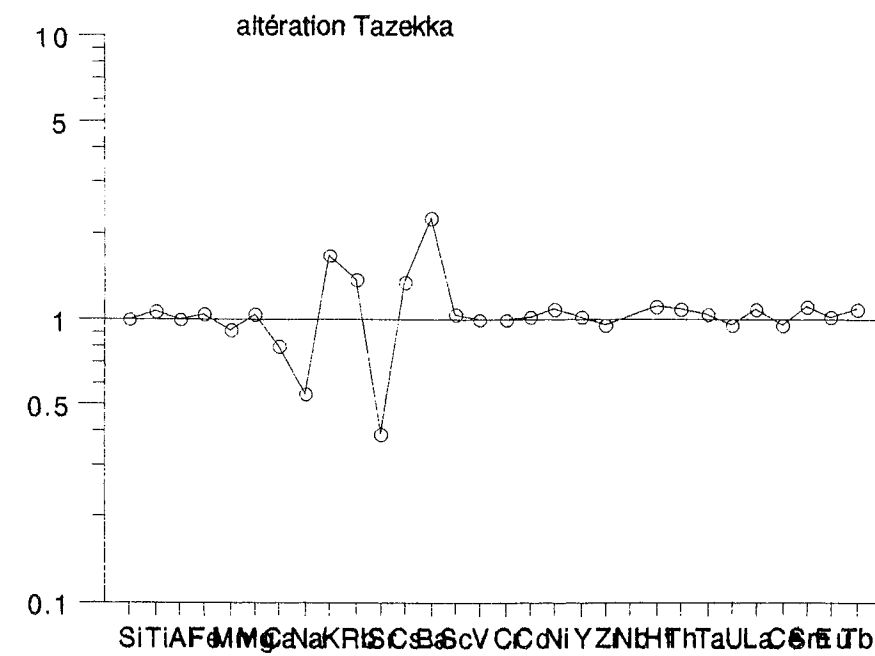


Fig.V-26 : Diagrammes multi-éléments d'une roche altérée normalisés à son équivalent roche moins altérée de même affleurement (BIENVENU et al., 1990), rendant compte de la mobilité des éléments dans les laves du Tazekka. C_j^F : Concentration de l'élément j dans la roche fraîche. C_i^A : Concentration de l'élément i dans la roche altérée.

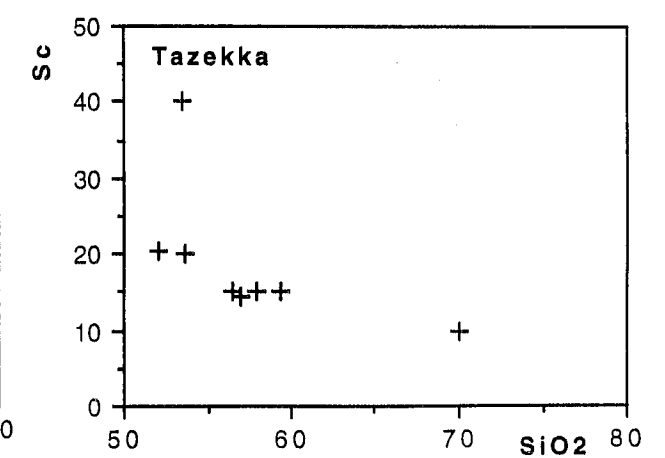
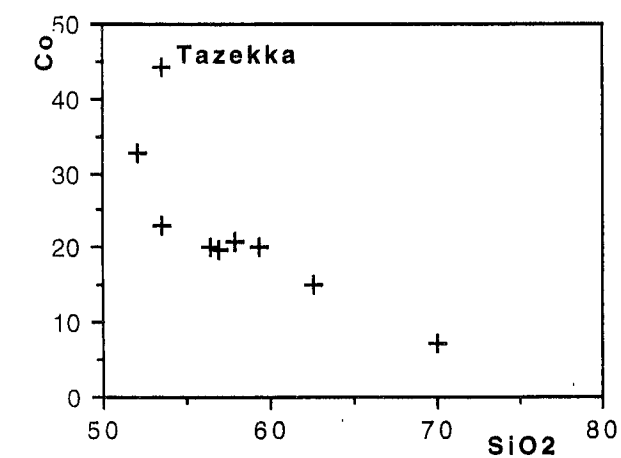
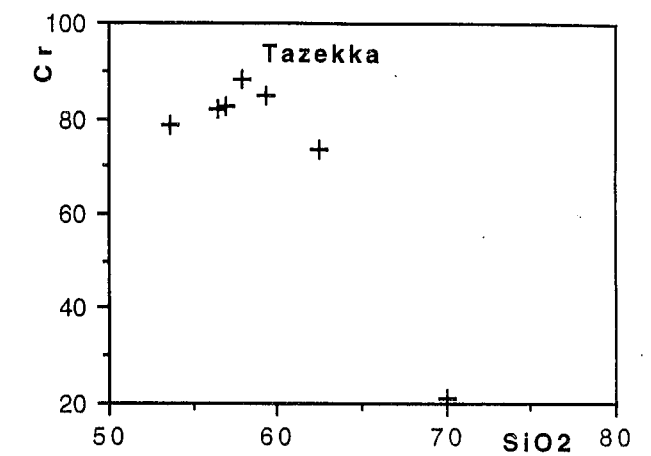
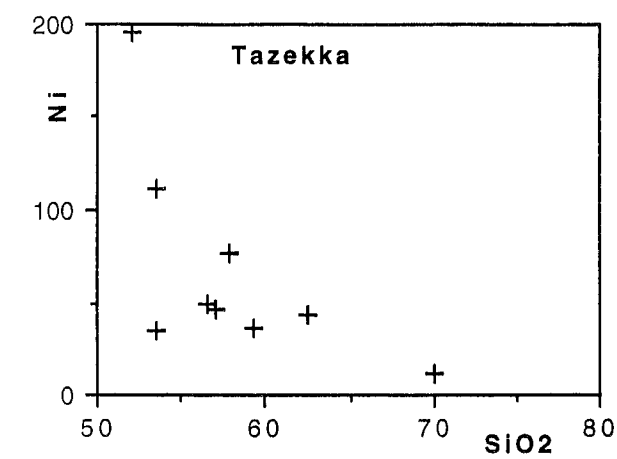


Fig.V-27 : Diagrammes inter-éléments entre un élément compatible (Ni, Sc, Cr, Co) et SiO₂ pour les laves du Tazekka (d'après FICHAUT et al., 1989).

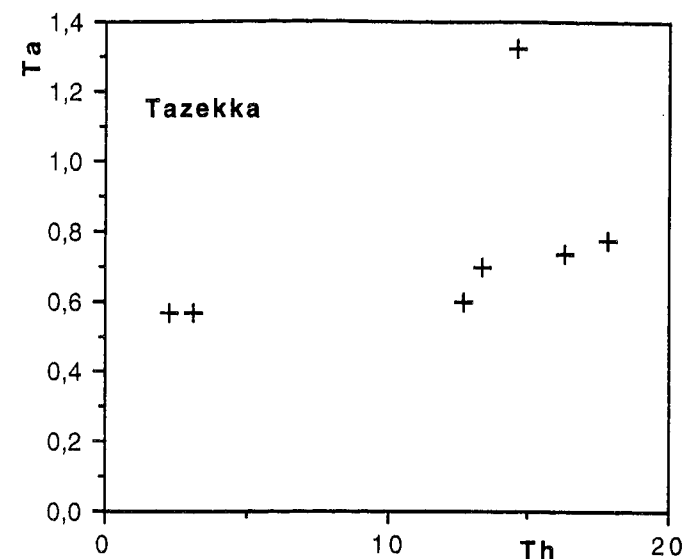


Fig.V-28 : Diagramme inter-élément Th/Ta des laves du Tazekka (JORON et TREUIL, 1977).

Les basaltes presque primitifs ont la teneur en Cr voisine de 350 ppm, la teneur en Co est de l'ordre de 30 ppm et la teneur en Ni voisine de 180 ppm. La particularité de ces basaltes est le rapport $Th/Ta < 5$. Sachant que les magmas basaltiques primitifs présentent des variations de teneurs en Ni comprises entre 200 à 500 ppm, des teneurs en Co comprises entre 50-70 et des teneurs en Cr variant de 500-800 ppm (VILLEMANT et TREUIL, 1983) ; ce qui attribue une source d'origine mantellique pour ces basaltes.

Les andésites basiques ($53,6\% < SiO_2 < 57\%$) ont des teneurs en Cr inférieures à 100 ppm (78 à 82 ppm), des teneurs en Co faibles qui varient entre 19 et 23 ppm, et des teneurs en Ni est inférieures à 50 ppm (35 et 46 ppm).

Les andésites acides ($57\% < SiO_2 < 62,5\%$) possèdent évidemment des teneurs en éléments compatibles plus faibles que les andésites basiques ; ainsi, la teneur en Cr est comprise entre 73 et 88 ppm, la teneur en Co varie de 15 à 21 ppm et la teneur en Ni subit des fluctuations importantes (36 à 50 ppm).

Dans tous les diagrammes de paramètres éléments compatibles en fonction d'un indice de différenciation (ici SiO_2), on assiste à une décroissance de ces éléments suivant le processus de cristallisation fractionnée. Cette décroissance peut s'expliquer aisément par le fractionnement précoce des olivines et des clinopyroxènes.

b- Diagrammes inter-éléments (Fig.V-28).

Dans le diagramme Th/Ta les points représentatifs des laves andésitiques du Tazekka s'alignent suivant une droite passant par l'origine : la cristallisation est donc le principal processus de différenciation magmatique au sein de ce groupe. Les andésites et les roches acides ont des rapports Th/Ta élevés, compris entre 11 et 22, typiques des laves des zones orogéniques (JORON et TREUIL, 1979). Les laves basiques s'alignent sur une droite différente des précédentes et ont un rapport plus faible que les laves précédentes ($Th/Ta = 5$). Ce rapport est intermédiaire entre celui des basaltes orogéniques et les MORB avec des teneurs élevées en alcalins (K, Rb, Ba).

c - Diagramme binaire : éléments Cr, Co, Sc en fonction d'un élément hygromagmaphile (Zr ou La)

Ces diagrammes sont utilisés par FICHAUT et al. (1989) pour illustrer soit l'évolution par cristallisation fractionnée soit l'évolution par mélange. Les laves du Tazekka placées dans ces diagrammes montrent d'une part une décroissance exponentielle pour les laves basiques caractéristique d'une cristallisation fractionnée, ce qui confirme un fractionnement de l'olivine et du clinopyroxène (Fig.V-29), d'autre part un appauvrissement en éléments compatibles des laves intermédiaires montrant ainsi qu'il y a deux origines différentes pour ces deux types de laves.

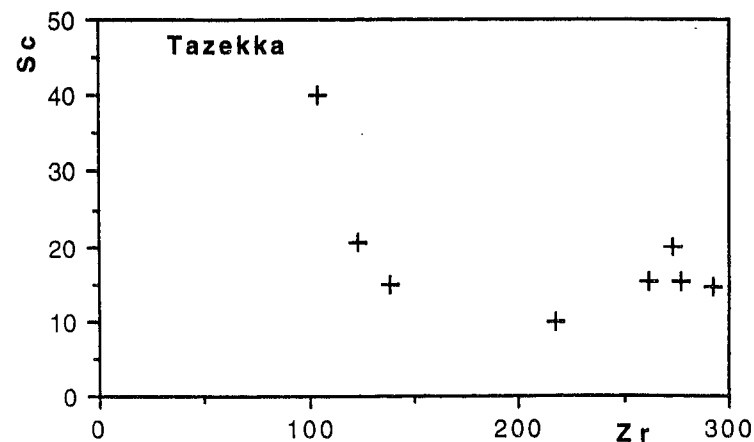
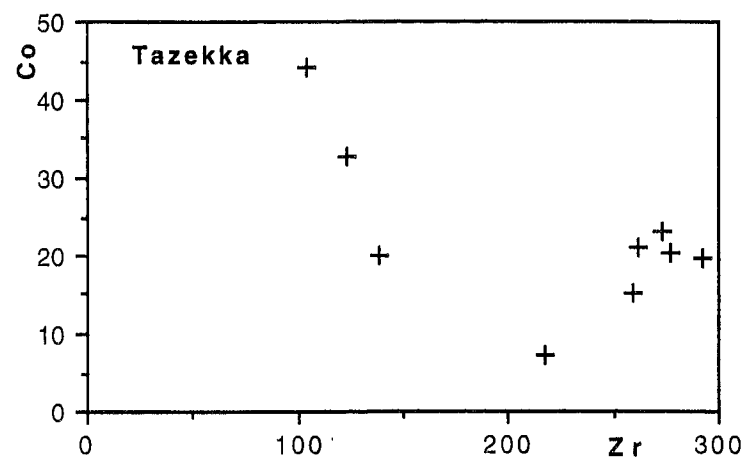
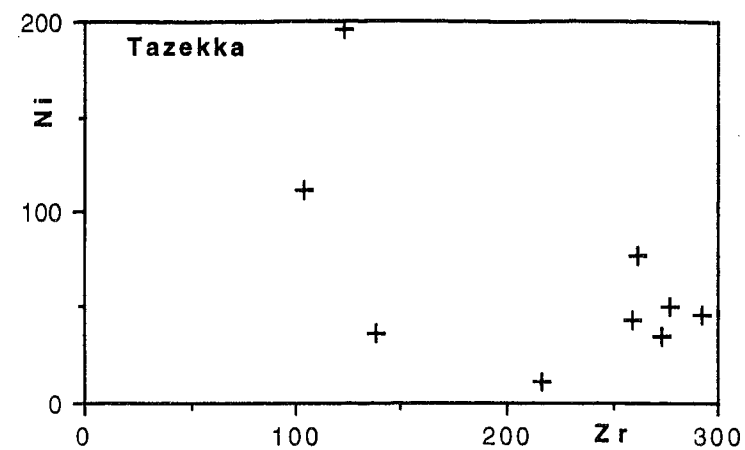


Fig.V-29 : Diagrammes inter-éléments entre un élément compatible (Ni, Sc, Co) et un élément incompatible (Zr) pour les laves du Tazekka (d'après FICHAUT et al., 1989).

II-4-3- Caractères de la source

a - Diagramme binaire : éléments Nb, Zr, Y en fonction de SiO₂

De nouveau, on constate que les points représentatifs se placent à l'intérieur du domaine des volcanites d'arc (Fig.V-16)

b - Diagramme inter-élément (Fig.V-14).

Dans les diagrammes La/Th, La/Nb, La/B (GILL, 1981), les laves du Tazekka se placent dans le domaine des andésites orogéniques fortement potassiques (High. K);

Ainsi, le rapport Ba/La reste compris entre 7 et 35. Les laves du Tazekka sont ainsi comparables aux andésites orogéniques ($15 < \text{Ba/La} < 80$) définies par GILL (1981) (Fig.V-14)

Le rapport La/Nb (GILL, 1981) des laves du Tazekka varie de 2 à 4 ce qui est typique des andésites orogéniques pour lesquelles $2 < \text{La/Nb} < 5$ (Fig.V-14).

c - Diagrammes normalisés multi-élémentaires

Dans ces diagrammes, les laves des termes primitifs présentent une légère anomalie négative voire inexistante en Ta et Ti. Ainsi, leurs spectres sont légèrement enrichis en terres rares légères (30 à 50 fois celle des chondrites) : Fig. 30A et B. Il s'agit de laves dont le rapport Th/Ta est le plus faible (voisin de 5).

Les spectres des laves andésitiques basiques ($\text{SiO}_2=53$ à 57%) provenant de la coupe Douar Tsaima (Fig.V-31) sont plus enrichis en terres rares légères, en LILE et en Th. Le rapport Th/Ta est compris entre 19 et 22. Cependant, Th montre une forte anomalie positive tandis que Ta marque une anomalie négative. Les éléments incompatibles, de P₂O₅ à Tb, sont très fractionnés.

Les spectres des terres rares des puissantes laves acides (ignimbrites) dont le rapport Th/Ta est d'environ 11 (Fig.V-32) montrent un enrichissement en terres rares légères et en éléments hygromagmaphiles. L'anomalie négative de Ta ou de Nb est toujours présente.

II-4-4- Conclusion

D'une manière générale, la géochimie des laves du Tazekka est d'affinité orogénique calco-alcaline souvent qualifiée de fortement potassique. Elles se scindent en deux grands ensembles. D'une part, un ensemble composé de laves basiques à intermédiaires, représentées par un groupe minoritaire de basaltes à rapport Th/Ta équivalent à 5, de caractère intraplaque, et un groupe, le plus volumineux, d'andésites à rapport Th/Ta élevé, compris entre 19 et 22,

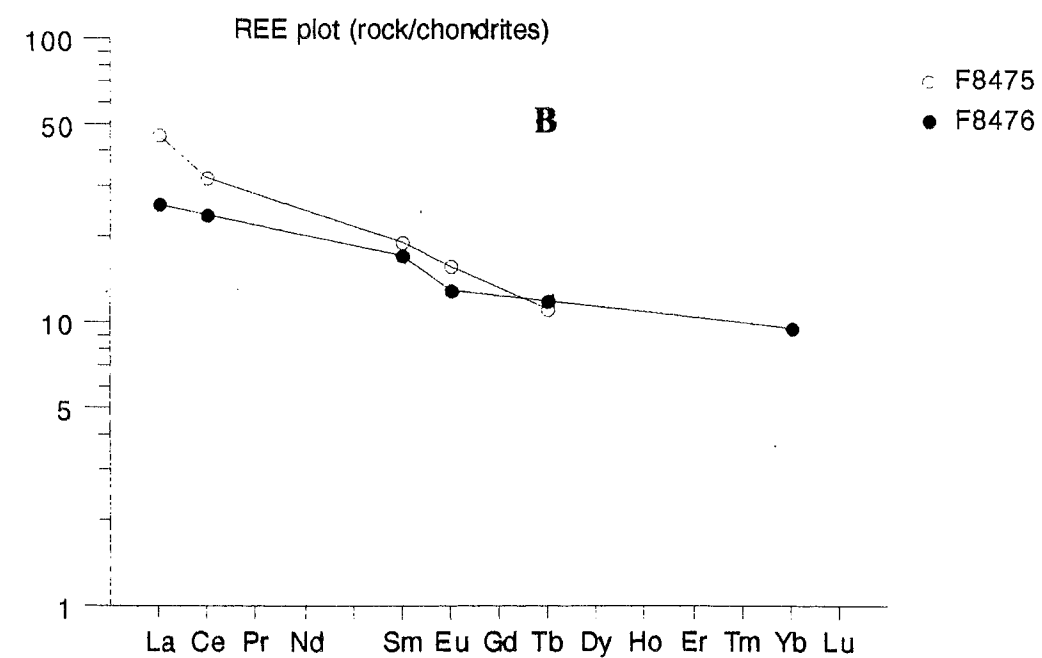
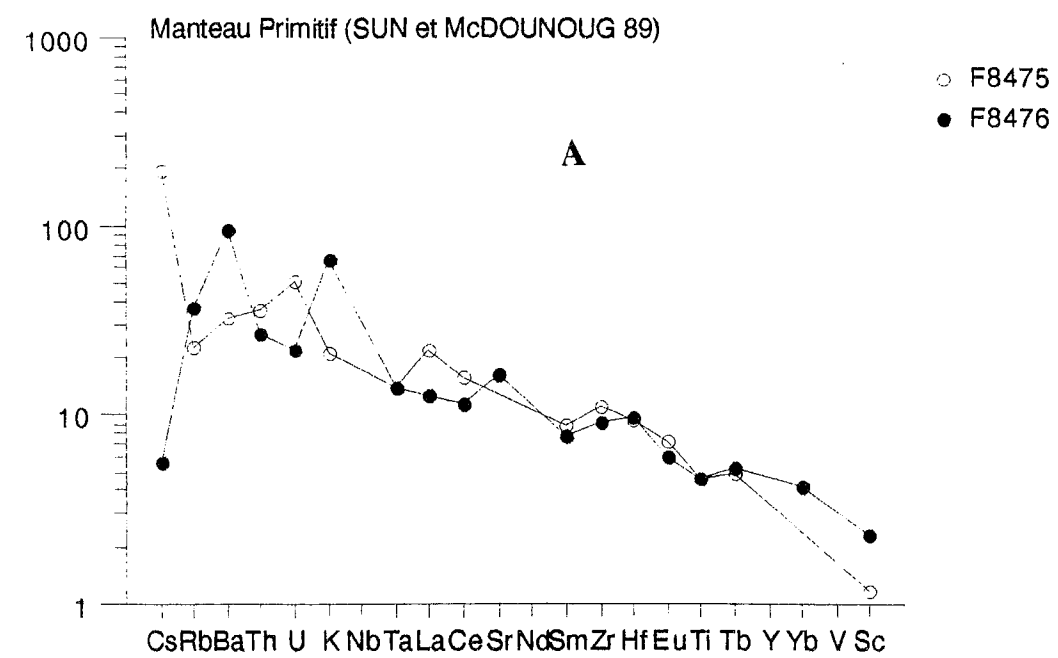


Fig.V-30 : A-Diagrammes multi-éléments normalisés au manteau primitif (SUN et McDOUNOUGH, 1989) des laves basaltiques du Tazekka. B- Spectres des terres rares (normés aux chondrites) des laves basaltiques du Tazekka.

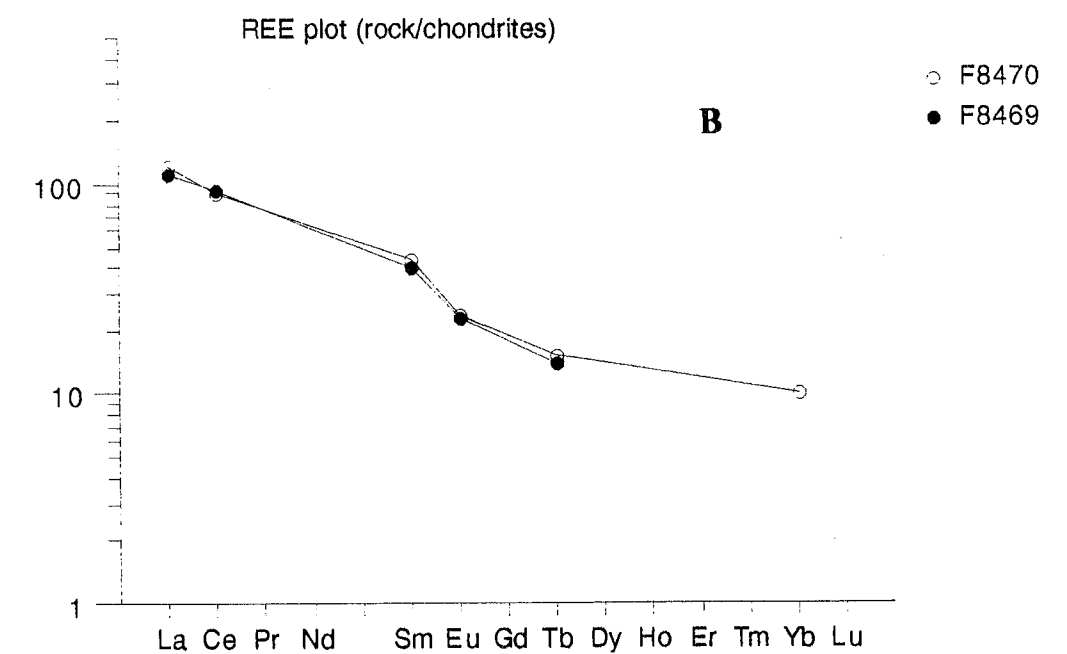
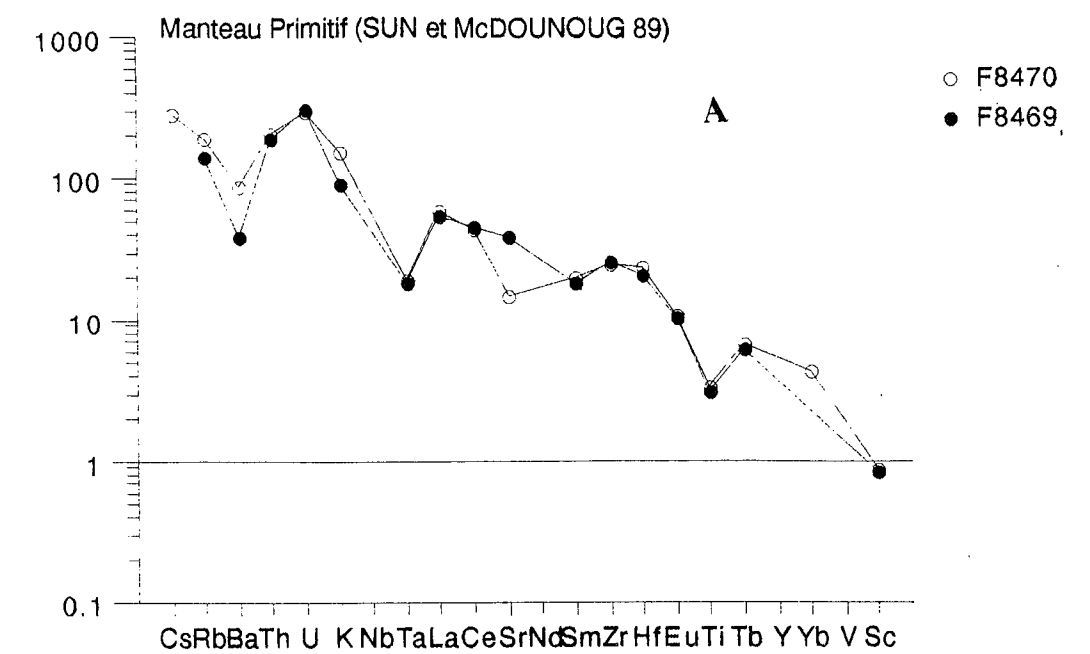


Fig.V-31 : A-Diagrammes multi-éléments normalisés au manteau primitif (SUN et McDOUNOUGH, 1989) des laves andésitiques de Douar Tsaima (Tazekka). B- Spectres des terres rares (normés aux chondrites) des laves andésitiques de Douar Tsaima (Tazekka).

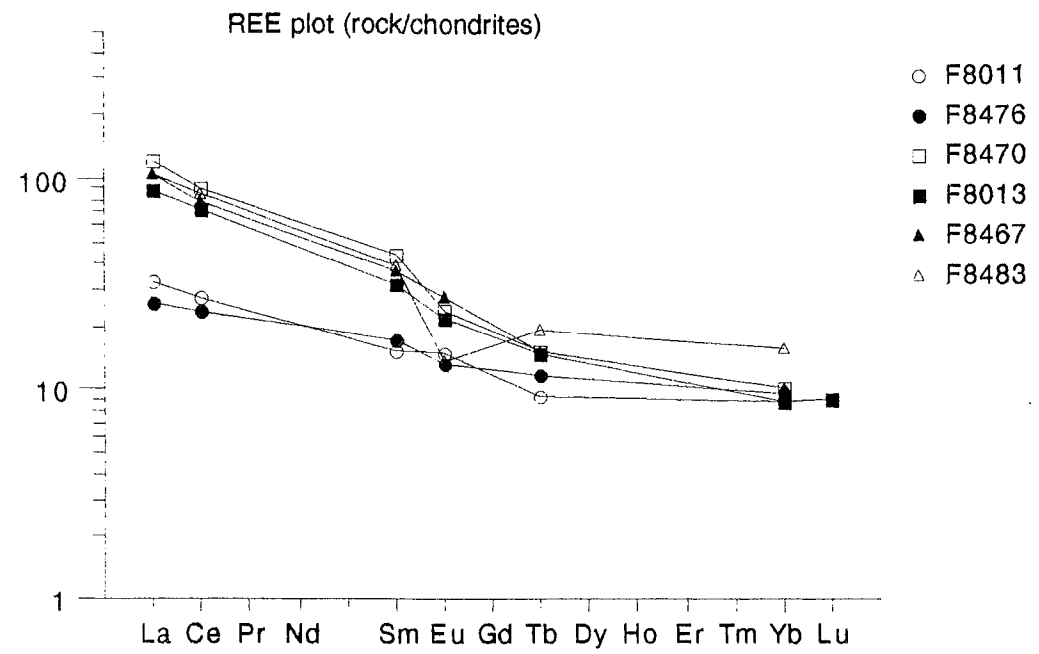


Fig.V 32 C- Spectres des terres rares (normés aux chondrites) de l'ensemble des laves du Tazekka.

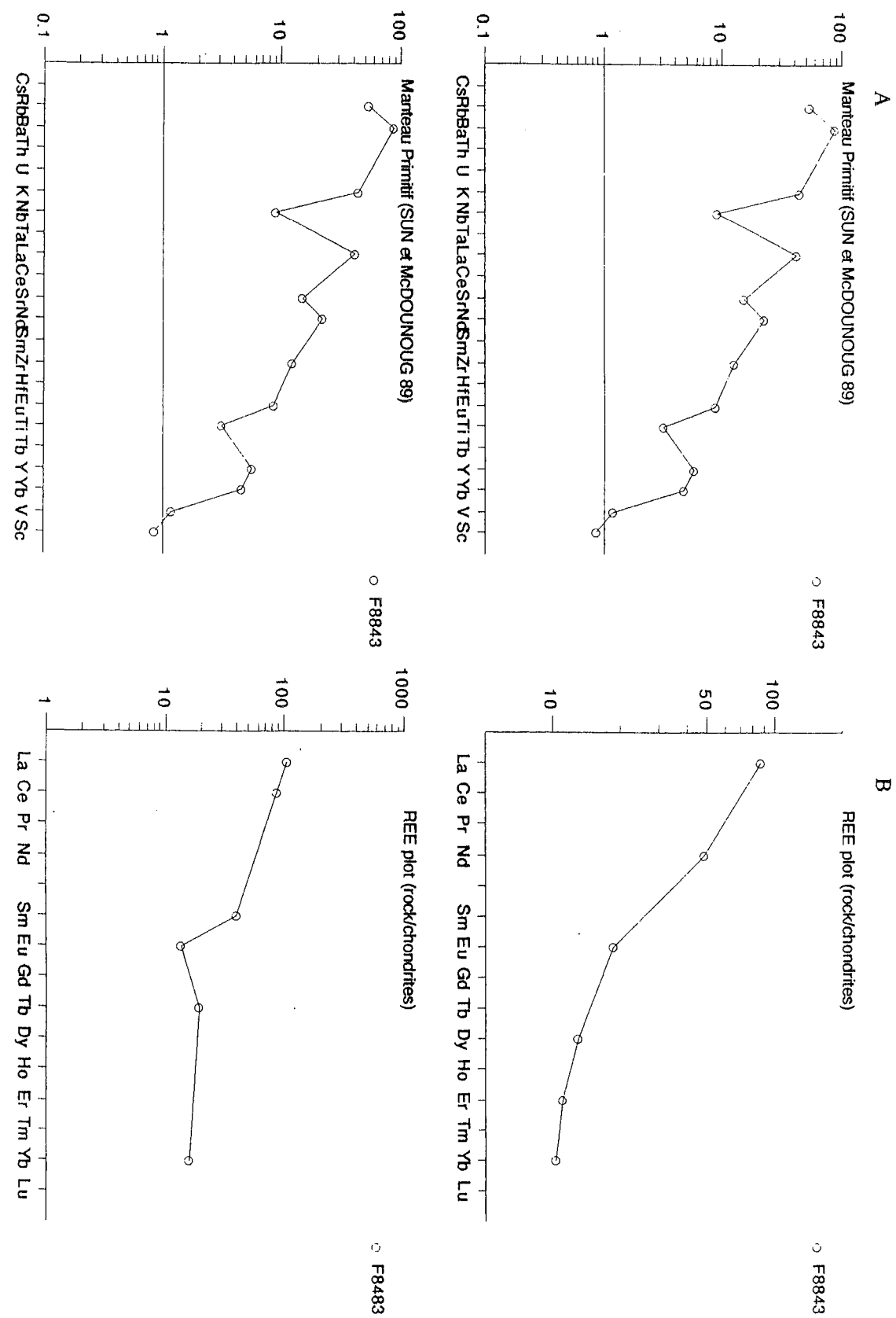


Fig.V-32 : A- Diagrammes multi-éléments normalisés au manteau primitif (SUN et McDOU NOUG, 1989) des ignimbrites du Tazekka. B- Spectres des terres rares (normés aux chondrites) des ignimbrites du Tazekka.

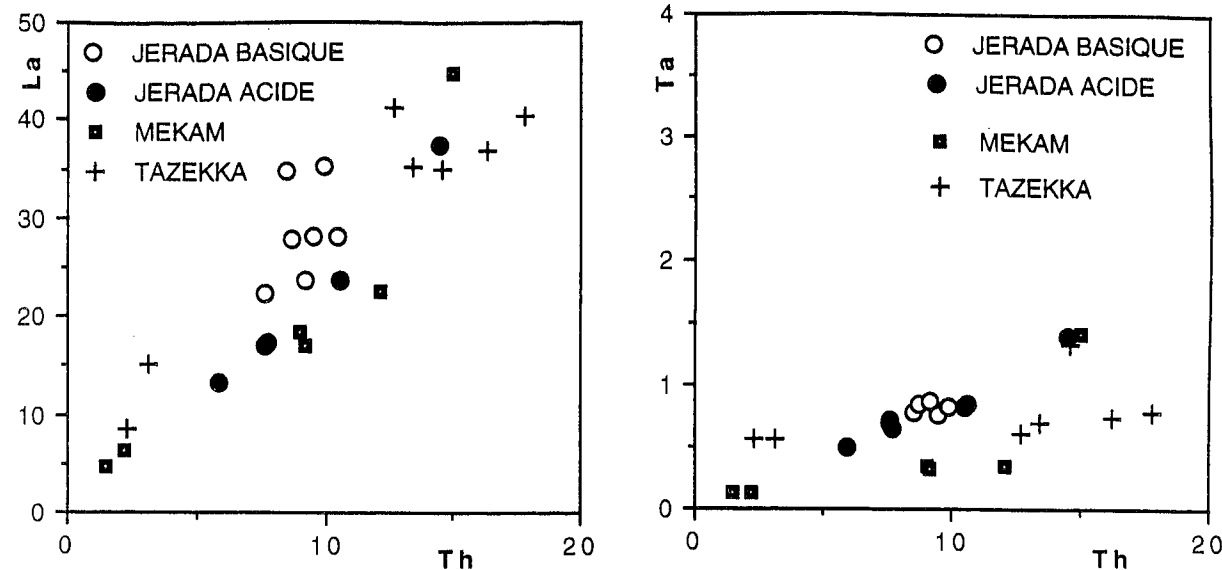


Fig. V-33 : Diagramme inter-éléments Th/Ta de l'ensemble des laves de la Meseta orientale (JORON et TREUIL, 1977).

caractéristique des zones de subduction. D'autre part, un second ensemble composé d'ignimbrites et des rhyolites à rapport Th/Ta de l'ordre de 9-11.

La source mantellique des laves basiques et intermédiaires est de type MORB appauvri puis enrichi par addition des LILE, U, Th, alors que les ignimbrites sont des résidus de la fusion crustale.

II-5- MESETA orientale : Discussion générale et conclusion

D'une manière générale, les laves de la Meseta orientale présentent les caractéristiques typiques des magmas calco-alcalins évolués de zones orogéniques : rareté des basaltes (ici différenciés), sursaturation en silice, prédominance des andésites porphyriques et de laves rhyolitiques à cachet ignimbritique, teneurs moyennement élevées en Al_2O_3 (15% à 17%) ayant tendance à décroître avec la différenciation, teneurs faibles en TiO_2 ($TiO_2 < 1,2$), teneurs élevées en K_2O (3% à 5%), teneurs élevées en CaO dans les roches les moins albitisées.

Ces observations sont confirmées par les diagrammes de MIYASHIRO (1975) et le diagramme AFM qui montrent leur évolution typiquement calco-alcaline.

Les éléments hygromagmaphiles (Th, Ta, La, Hf), les éléments de transition ainsi que les terres rares montrent que la cristallisation fractionnée et la fusion partielle sont les phénomènes responsables de l'évolution des laves de la Meseta orientale à quoi vient se superposer la contamination crustale. L'affinité calco-alcaline orogénique de ces laves est confirmée par le rapport élevé Th/Ta (> 7) (Fig.V-33), caractéristique des laves orogéniques des sites de convergence des plaques, et par l'étude des diagrammes normalisés multi-éléments qui montrant l'enrichissement en LILE, en terres rares légères et en Th, avec une anomalie négative remarquable en Nb ou en Ta typique des magmas orogéniques d'arc (BRIQUEU & al., 1984).

Il est clair que la genèse des magmas orogéniques calco-alcalins de la Meseta orientale a été contrôlée par plusieurs processus magmatiques. Le plus évident est celui de l'altération principalement tardi-magmatique hydrothermale qui est, bien sûr, précédée par le plus important des mécanismes à savoir celui de la cristallisation fractionnée, couplée probablement avec l'assimilation de la croûte continentale (DE PAOLO, 1981) auquel s'adjoint le mélange magmatique (par exemple Tazekka, Jerrada, Mekam).

Nous allons essayer de discuter chaque processus afin de cerner le problème de l'origine des laves de la Meseta orientale, en commençant par l'impact de l'altération sur les éléments en traces.

Altération :

De nombreux arguments soulignent l'importance du phénomène d'altération, déjà évoqué lors de l'étude pétrographique : les valeurs élevées et variables de la perte au feu, le

pourcentage important de corindon normatif (jusqu'à 11% pour les laves alumineuses de Jerada, ce qui est inhabituel pour des roches magmatiques fraîches), et les variations considérables des alcalins et les alcalin-terreux (Sr, K et Rb).

Parmi les méthodes utilisées, est celle de BIENVENU et al. (1990) qui consiste à normaliser une roche altérée par rapport à son équivalent magmatique non altéré. Cette opération est malheureusement difficile à effectuer dans nos laves dévono-dinantiennes. Les quelques exemples traités indiquent surtout la mobilité de Na₂O, CaO, LILE, U. Les éléments Si, Al, Ti, Mg, Mn, HFSE et les terres rares lourdes restent relativement inertes. Le lanthane est relativement mobile. Ces observations sont confirmées par les diagrammes multi-éléments normalisés par rapport au MORB (PEARCE, 1983). Dans ces spectres, les éléments sont classés par ordre d'enrichissement et donc par ordre de mobilité dans la phase fluide (MAURY et al. 1992). Les spectres deviennent irréguliers au niveau de Cs, Rb, Ba, Sr et U et nous constatons souvent une perte importante de Rb, Ba et Sr.

Cristallisation fractionnée et contamination :

L'étude des éléments majeurs aussi bien que celle des éléments en traces conduisent à penser que la cristallisation fractionnée est un des processus magmatiques majeurs de l'évolution des laves de la Meseta orientale. La décroissance des éléments compatibles (Cr, Co, Ni) est indicative d'un fractionnement de l'olivine et du pyroxène. Les laves de la Meseta orientale contiennent de nombreux phenocristaux (entre 30 et 60 % : plagioclases, clinopyroxènes, hornblendes, biotites, titanomagnétites, etc...) et présentent un caractère évolué et l'utilisation des éléments Sc, Cr, Co et Ni dont les teneurs sont faibles, ne nous permet pas d'établir la nature du magma primitif ni d'étudier les premières étapes de sa différenciation.

L'anomalie de Sr positive dans les laves primitives (par exemple du Mekam), négative dans les roches intermédiaires, reflète le passage des termes basiques aux termes acides par le fractionnement précoce du plagioclase. L'anomalie négative en Ti dans les spectres des terres élargis, accompagnée de celle de V, témoigne sans doute du fractionnement des titanomagnétites.

A ce phénomène de cristallisation fractionnée vient s'ajouter la contamination crustale, d'autant plus que les études pétrographiques, lithostratigraphiques et structurales confirment, d'une part la présence d'enclaves granitiques et gneissiques dans certaines roches (par exemple à Tancherfi), d'autre part, l'existence d'une épaisse croûte continentale traversée par les magmas calco-alcalins. Les outils dont nous disposons pour témoigner d'une telle influence sont basés sur l'enrichissement en éléments incompatibles (K, LILE, Th) et l'appauvrissement en HFSE (Ta, Nb), ainsi dans certaines boutonnières, les laves acides voient leur rapport (La/Nb) et (Th/Ta) augmenter corrélativement avec la teneur en SiO₂.

Nature de la source

Rappelons que l'étude géochimique des laves de la Meseta orientale met en évidence une nature orogénique typique : ce sont des laves calco-alcalines, dont certaines sont fortement potassiques.

Pour s'affranchir de l'effet de la différenciation afin de discuter de la nature de la source des magmas, il est important de sélectionner les termes les plus primitifs, opération délicate vu l'abondance des termes évolués. Utilisons ici l'exemple de la boutonnière du Mekam. Les laves basiques les plus primitives (MgO = 6 à 8,5 %) du Mekam sont caractérisées par des faibles teneurs en TiO₂, des teneurs de K₂O de l'ordre 0,14 à 0,30 %, un rapport Th/Ta supérieur à 10 (10 - 18) et des spectres des terres rares presque plats ou légèrement enrichis ((La/Yb)_N = 0,71 à 2,2) donc sans fractionnement des terres rares lourdes, ainsi que par des teneurs élevées en Sc (34 à 40 ppm) ce qui exclut la présence d'une source résiduelle à grenat (par exemple, eclogite), tandis que les diagrammes normalisés multi-élémentaires montrent l'existence d'anomalie positive en Th et d'anomalie négative remarquable en Ta, Nb et Ti. Le diagramme (Fig. V-25 et V-34) multi-élémentaire normalisé par rapport au MORB (PEARCE, 1983), et dont le classement des éléments est fait suivant l'ordre d'enrichissement (MAURY et al. 1992), montre que les magmas basiques du Mekam, appauvris en terres rares intermédiaires et lourdes par rapport aux MORB, proviennent vraisemblablement d'une source mantellique initialement appauvrie comparable à celle des MORB (EWART et HAWKESWORTH, 1987), puis faiblement enrichie par l'addition de K, Rb, Ba, Sr probablement par métasomatose (TATSUMI et al., 1986 ; TATSUMI, 1989) et soumise à des taux de fusion partielle élevés diminuant des laves basiques aux laves intermédiaires. Cependant les roches acides, très enrichies en LILE et en TR légères, semblent être affectées par la contamination crustale par comparaison avec le spectre de la croûte continentale moyenne définie par HOFMANN (1988).

D'une manière générale, les diagrammes normalisés multi-élémentaires de la Meseta orientale montrent de façon constante l'existence d'anomalies positives en Th et d'anomalies négatives remarquables en Ta, Nb et Ti, typiques des zones de subduction-collision (BRIQUEU & al., 1984), deux explications sont proposées selon la nature des laves. Cette anomalie serait due soit à la contamination crustale (comparaison des roches acides avec une croûte continentale moyenne), soit la métasomatose (pour les roches andésitiques) (SAKUYAMA et NESBITT (1986) ; TATSUMI et al. (1986) ; MAURY et al. (1992), ces anomalies négatives en Nb et Ta qui se traduisent par des rapports Th/Ta ou La/Nb plus élevés. On remarque aussi l'enrichissement en LILE et terres rares légères, indicateur d'une source enrichie. Les rapports de Th/Ta, La/Nb et La/Ta, variables et élevés, reflètent des caractéristiques directement héritées de la source mantellique, appauvrie en HFSE (Ti, Nb, Ta qui sont insolubles dans les fluides) et enrichie en LILE, Th et terres rares légères, ce qui est typique des séries orogéniques calco-alcalines qui pourrait être le cas de nos laves de la Meseta orientale.

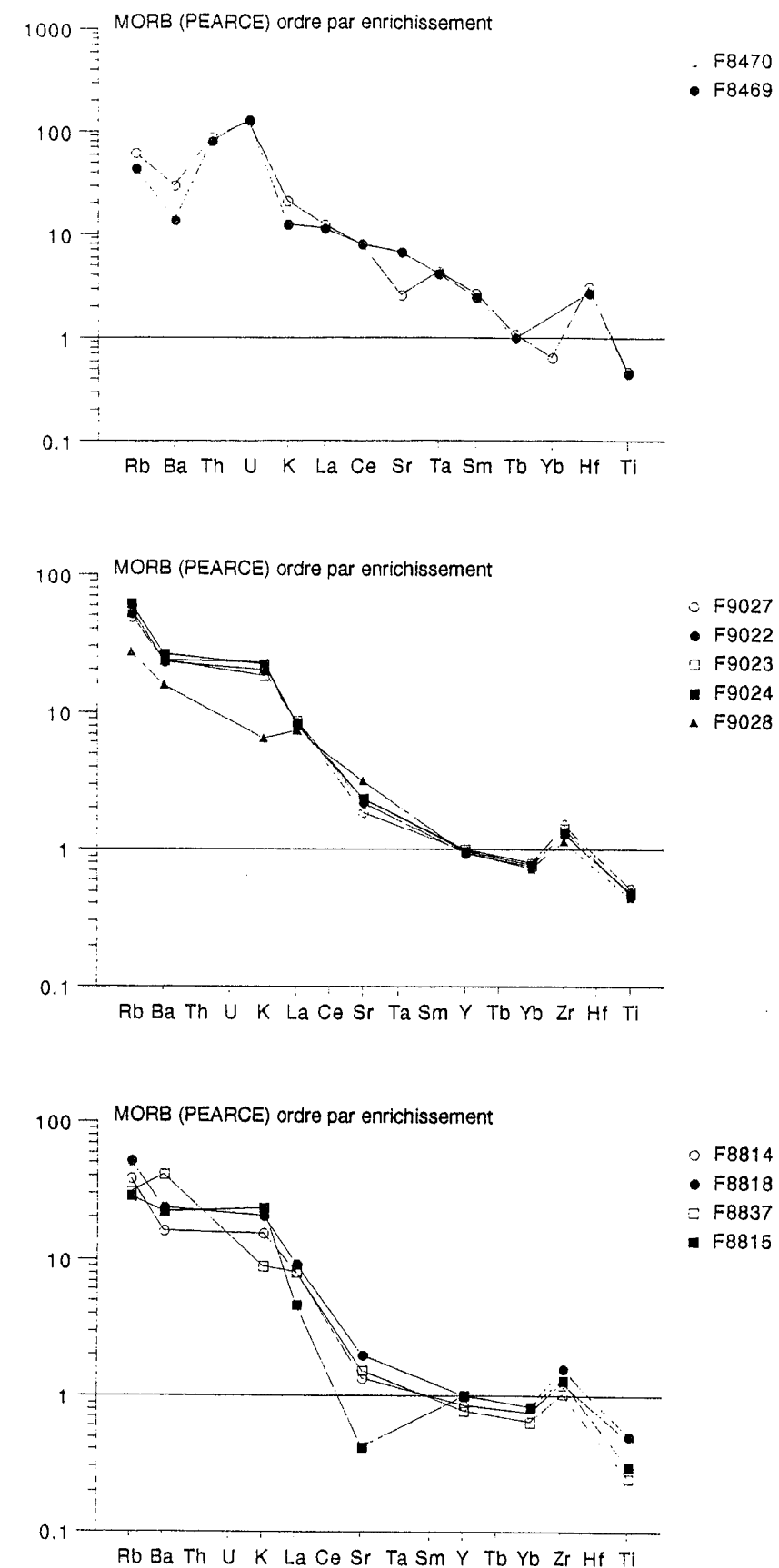


Fig. V-34 : Diagrammes multi-éléments normalisés au MORB-appauvri défini par PEARCE (1983). Les éléments sont classés par ordre croissant d'enrichissement de la droite vers la gauche (MAURY et al., 1992) rendant compte de la métasomatose de manteau à l'origine des laves orogéniques de la Meseta orientale.

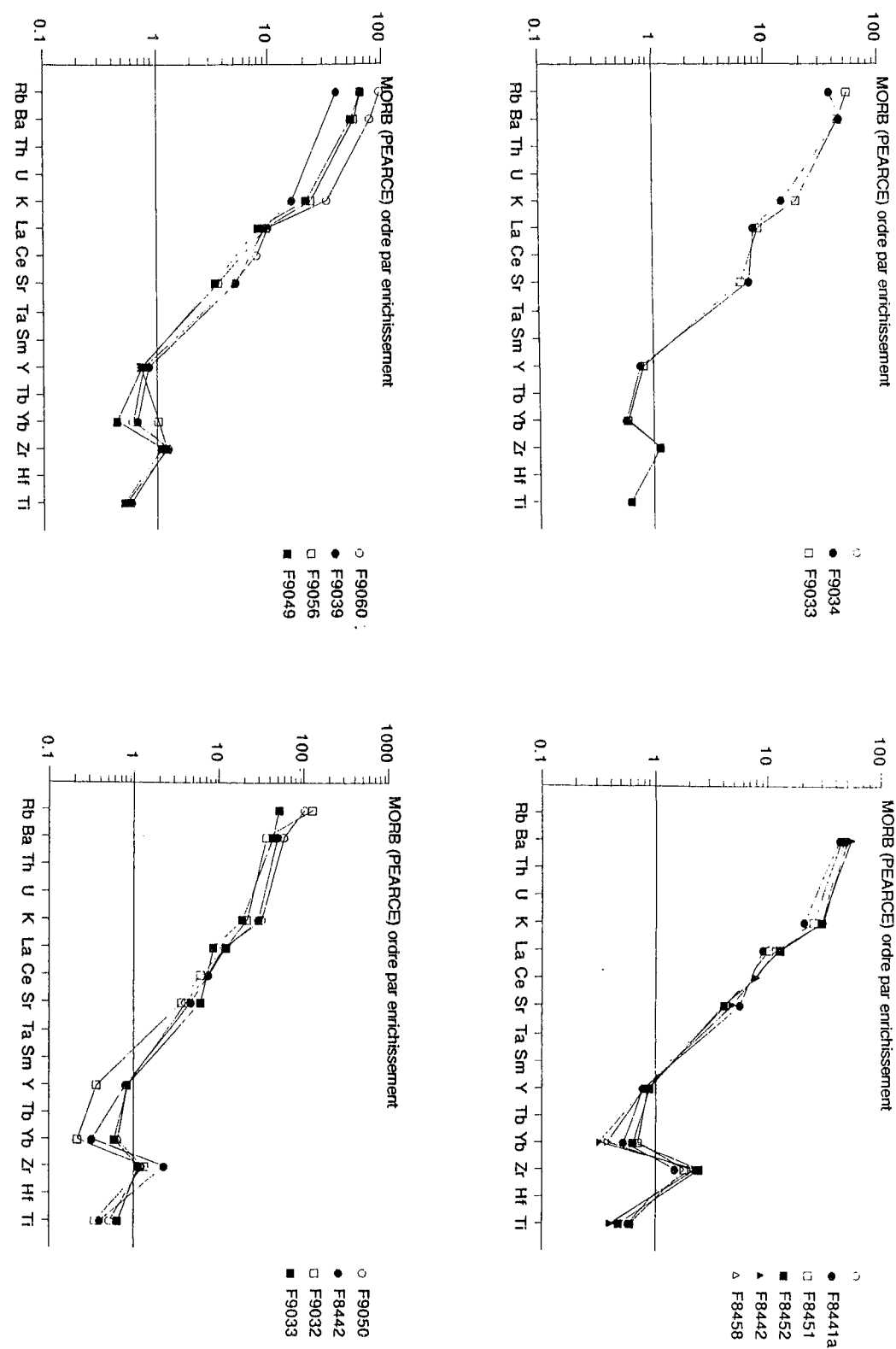


Fig. V-34 : Diagrammes multi-éléments normalisés au MORB-appauvri défini par PEARCE (1983). Les éléments sont classés par ordre croissant d'enrichissement de la droite vers la gauche (MAURY et al., 1992) rendant compte de la métasomatose de manteau à l'origine des laves orogéniques de la Meseta orientale.

En conclusion, les laves de la Meseta orientale (à l'exception d'un groupe basique de nature intraplaque à rapport Th/Ta voisin de 5 du Tazekka) présentent une affinité orogénique calco-alcaline typique d'un contexte compressif. La source des laves basiques et intermédiaires est de type MORB appauvri à transitionnel ; elle est ensuite métasomatisée et enrichie par addition de LILE, terres rares légères, U et Th. L'élévation des pentes des terres rares légères dans les spectres de terres rares reflète le processus de fusion partielle dans certains cas.

La contamination crustale est suggérée par les laves fortement potassiques comme par exemple celles de la boutonnière de Tancherfi qui contiennent d'ailleurs des enclaves de gneiss et de granite et présentent des teneurs élevées en K₂O et par des laves à rapport La/Nb augmentant corréativement avec SiO₂.

La genèse d'un volume important d'ignimbrites acides par rapport aux autres laves, surtout dans le Tazekka, semble due à la fusion de la croûte continentale au contact des magmas andésitiques puisque les deux formations (andésitiques et ignimbrites acides) sont étroitement associées dans le temps et l'espace. Le caractère peralumineux des ignimbrites avec des pourcentages élevés de corindon normatif (2 à 4 % dans des roches moins altérées) est aussi un argument en faveur de la fusion crustale. L'absence d'importantes formations basiques nous permet d'exclure l'hypothèse de la genèse des ignimbrites acides par différenciation d'un liquide andésitique basique.

DISCUSSION et CONCLUSIONS GÉNÉRALES

La population des pays de la région de l'Est, qui sont les plus riches de la région, est en constante augmentation. Les pays de la région de l'Est, qui sont les plus riches de la région, sont en constante augmentation. Les pays de la région de l'Est, qui sont les plus riches de la région, sont en constante augmentation.

La population des pays de la région de l'Est, qui sont les plus riches de la région, est en constante augmentation. Les pays de la région de l'Est, qui sont les plus riches de la région, sont en constante augmentation. Les pays de la région de l'Est, qui sont les plus riches de la région, sont en constante augmentation.

La population des pays de la région de l'Est, qui sont les plus riches de la région, est en constante augmentation. Les pays de la région de l'Est, qui sont les plus riches de la région, sont en constante augmentation. Les pays de la région de l'Est, qui sont les plus riches de la région, sont en constante augmentation.

CHAPITRE VI

10

CHAPITRE VI

CHAPITRE VI

CHAPITRE VI : DISCUSSION ET CONCLUSIONS GENERALES

1- Les apports du présent travail

Le présent travail montre qu'il convient de distinguer deux provinces magmatiques dans le Maroc hercynien :

1-1- La Meseta occidentale

Les travaux stratigraphiques et sédimentologiques d'une part, pétrographiques et géochimiques d'autre part montrent que, dès la fin du Dévonien et jusqu'au Dinantien, des bassins sédimentaires, le bassin de Sidi Bettache et ses annexes, se sont développés dans la Meseta occidentale ; leurs marges sont soulignées par une sédimentation chaotique et par des failles qui sont les voies de cheminement des laves basiques (sills et coulées).

a) Age des roches magmatiques

Ici, le magmatisme étudié est antérieur à la phase plicative majeure post-namurienne qui déforme les coulées et les filons. Dans le bassin de Sidi Bettache s. str., les magmas sont d'âge tournaisien-viséen inférieur (PIQUE, 1979 ; KHARBOUCH et al., 1985). Dans le bassin du Fourhal ils sont d'âge viséen à namurien probable. Dans les Rehamna et les Jbilette centrales, ils sont d'âge viséen supérieur (HUVELIN, 1977).

b) Nature pétrographique et géochimique

Les magmas basiques de la Meseta occidentale sont d'affinité tholéiitique à transitionnelle marquée par les caractéristiques suivantes :

- * dominance de laves intrusives basaltiques mises en place sous forme de dykes ou de sills passant parfois à des coulées en coussins. A noter que dans les Jbilette centrales, le magmatisme est bimodal (acide-basique) ; tous les magmas basiques sont intrusifs tandis que les magmas acides sont effusifs et / ou intrusifs.

- * pyroxènes (augite magnésienne, salite) de nature chimique tholéiitique ;
- * magmas saturés en Silice (tholéiites à olivine) à teneur moyenne en Titane ;
- * rapports Th/Ta faibles, compris généralement entre 1 et 2 ;

- * spectres plats de terres rares, légèrement appauvris ou légèrement enrichis ; absence d'anomalies négatives en Nb et Ta dans les spectres normalisés multi-éléments.

Les laves acides pyroclastiques à cachet ignimbritique de type quartz-kératophyre et les sills de trondjémite étudiés sont antérieurs à la déformation et donc antérieurs aux microgranites syntectoniques de Koudiat Bouzlaf, Hamra el Diab, etc.. (ESSAIFI et LAGARDE, 1992) et aussi, bien entendu, aux grands massifs de granites des Jbilet. A la différence des laves basiques, leur tendance est calco-alcaline. Elle diffère cependant de celle présentée par les laves de la Meseta orientale par l'absence d'anomalie négative en Nb et Ta.

1-2- la Meseta orientale

Cette deuxième province est marquée par un volcanisme bimodal surtout explosif à dominance andésitique ou acide à cachet ignimbritique, d'affinité "orogénique" calco-alcaline.

a) Age des roches magmatiques

Dans la Meseta orientale, l'activité volcanique commence au Viséen supérieur. Le volcanisme post-tectonique ou post-orogénique (par référence à la phase majeure de déformation) commence assez tôt, dès le Viséen supérieur, dans le bassin carbonifère de Jerada (BERHKLI, 1993) et elle s'achève à l'Ouest dans le Tazekka pendant le Viséen supérieur terminal-début Namurien. Ainsi, selon les secteurs, la période volcanique est d'environ d'une dizaine d'années. Les corps magmatiques plutoniques et hypovolcaniques (filons, intrusions de diorite, de microdiorite et de granodiorite), intrusifs dans les terrains antéviséens, sont contemporains de cette activité volcanique viséo-namurienne (LUCAS, 1942 et OWODENKO 1976).

b) Nature pétrographique et géochimique

Le volcanisme est bimodal et en grande partie explosif. Sa composition dominante est variable selon les boutonnières, par exemple andésitique basique au Mekam, andésitique à Tancherfi et à Jerada, dacitique à Jorf El Ouazzène et sur la route de Touissit ; acide dans le Tazekka.

Les andésites se présentent sous forme tantôt de coulées tantôt de dépôts à ignimbrites, et les laves acides sont essentiellement à cachet ignimbritique; dans le Mekam, ce sont des dépôts de retombées à grains fin qui dominent. L'affinité "orogénique calco-alcaline" de ce volcanisme est montrée par les observations suivantes :

* prédominance des laves porphyriques dont les phénocristaux sont rassemblés en aggrégats gloméroporphyriques. Les pyroxènes indiquent la nature calco-alcaline ;

* prédominance des roches intermédiaires (andésitiques) à faibles teneurs en TiO_2 et teneurs modérées en Al_2O_3 ;

* caractère potassique pour certaines laves (Tancherfi) ;

* rapport Th/Ta élevé généralement supérieur à 10 ;

* spectres de terres rares enrichis en terres rares légères ; les diagrammes normalisés multi-éléments montrent des anomalies négatives en Ta et / ou en Nb typiques des zones de convergences, où on note une anomalie négative importante en Ta (GILL, 1981; BRIQUEU et al., 1984 ; TASTSUMI et al., 1986 ; HOFMANN, 1988).

2 - Les implications géodynamiques

2-1- les précédents modèles

Diverses études antérieures ont proposé des schémas de l'évolution géodynamique hercynienne du Maroc.

* Pour KHARBOUCH et al. (1985), la déformation hercynienne résulte d'une tectonique de subduction impliquant l'existence, au Paléozoïque inférieur, d'une lithosphère océanique à l'est du Maroc actuel. Cette lithosphère aurait été résorbée par une subduction à pendage ouest dont témoignerait le magmatisme carbonifère du Maroc oriental, marqueur d'une marge active et celui de la Meseta occidentale, interprétée comme un bassin d'arrière-arc.

* HOEPFFNER (1987) développe dans la Meseta orientale la description d'une tectonique polyphasée dont le moteur n'est pas décrit explicitement comme un cycle subduction-collision.

* BOULIN et al. (1988), reprennent le schéma proposé par KHARBOUCH et al. (1985), en évoquant de nouveau l'hypothèse de la subduction d'une croûte océanique venue du Sud-Est suivie d'une collision.

* LAGARDE (1990) propose le schéma suivant : à la suite d'un processus de subduction continentale, les magmas granitiques calco-alcalins de la Meseta sont les produits de la combinaison de l'hydratation et de la fusion du manteau et de la fusion crustale. Les magmas basiques, en particulier ceux de la Meseta occidentale, sont issus de la fusion partielle du manteau supérieur à la suite d'un amincissement crustal.

* MICHARD et al. (1983) et PIQUE et MICHARD (1989) ne distinguent aucune trace directe ou indirecte d'un paléo-océan. Ils proposent un modèle de chaîne intracontinentale avec décrochements et "subduction continentale", succédant à un simple amincissement crustal dévonien.

* CHALOT-PRAT (1990) reprend le schéma de LAGARDE (1989) avec un écaillage intralithosphérique multiple qui provoque une subduction continentale avec vergence vers l'est de la croûte chevauchante et plongement vers l'ouest de la croûte subductée. Remarquons que

la vergence orogénique postulée par ce modèle est contredite par toutes les observations de terrain qui montrent, dans la Meseta orientale, une vergence des structures vers l'ouest.

On voit que tous ces schémas géodynamiques posent, au stade actuel, deux problèmes majeurs, en l'absence de preuves de l'existence d'une lithosphère océanique :

- le nature du magma à l'ouest et sa liaison avec l'ouverture des bassins
- l'existence d'une subduction, continentale ou non, à l'est.

Examinons brièvement comment les apports du présent travail peuvent fournir des contraintes à une nécessaire et future synthèse géodynamique de l'orogénèse hercynienne au Maroc.

2-2- La série bimodale de la Meseta occidentale et la distension crustale dinantienne

La zone de distribution maximale du magmatisme bimodal est celle des Jbilet centrales, d'affinité géochimique tholéitique pour les laves basiques, et calco-alcaline à cachet ignimbritique pour les laves acides. Dans le bassin de Sidi-Bettache, les laves ont une composition basique de type MORB-N et MORB-E d'affinité tholéitique à transitionnelle similaire à celle des laves des zones en distension. L'absence d'anomalie négative importante en Nb et Ta exclut qu'il s'agisse de tholéites de bassins d'arrière-arc dérivant d'une source métasomatisée sous-jacente au plan de Benioff. Au contraire, ce genre de magmatisme est typique des zones intraplaques continentales où il indiquerait la fusion partielle du manteau appauvri ou légèrement enrichi. La dualité du magmatisme révélerait l'hétérogénéité de la source mantellique. L'ascension des magmas se fait le long de fractures profondément enracinées dans la croûte aux limites des bassins issus d'un processus de cisaillement intracrustal. Un volcanisme similaire (SAGON, 1976 ; CABANIS, 1986) affecte d'ailleurs les bassins dinantiens du massif armoricain qui sont eux aussi des bassins losangiques "pull-appat" (ROLET, 1984) établis le long de décrochements actifs. A l'intérieur de type du bassin de Sidi-Bettache, on montre que l'ouverture crustale progresse dans le temps, comme l'indique le passage des laves transitionnelles des Sehoul et des Beni-Abid aux dolérites et aux laves en coussins tholéitiques du Khorifla. Il en est de même à l'échelle de la Meseta occidentale où, du bassin de Sidi Bettache aux Jbilet, la tendance des magmas pré-orogéniques devient franchement tholéitique ; on passerait ainsi d'une zone à ouverture crustale lente à une ouverture plus rapide et plus large.

2-3 - La série calco-alcaline de la Meseta orientale et la subduction

Les caractéristiques pétrologiques et géochimiques "orogéniques" des laves de la Meseta orientale posent le problème du contexte géodynamique de leur mise en place. En effet, des magmas semblables sont considérés ailleurs comme des marqueurs de la subduction et représentés dans les arcs insulaires et les marges continentales actives de type andin (GILL, 1981). Même dans la chaîne des Cascades (Ouest des Etats unis) et le Panama-Costa Rica, où existe un volcanisme calco-alcalin actif non associé à une sismicité profonde (THORPE, 1982), les études tomographiques récentes ont démontré la présence d'une plaque subductée. Dans ces exemples, le caractère asismique de la subduction est dû à l'âge jeune de la croûte océanique subductée.

Dans le cas de la Meseta orientale, il faut redire ici qu'aucun argument ne vient appuyer l'hypothèse d'une subduction contemporaine de la mise en place du volcanisme. Au contraire, toutes les études structurales (par ex. HOEPFFNER, 1987; PIQUE et MICHARD, 1989; LAGARDE, 1989) aboutissent à la reconstitution d'une évolution géodynamique marquée par :

- une période de distension marquée par le jeu de grands accidents décrochants au Dévonien inférieur à moyen aboutissant dans la Meseta orientale à la formation des bassins des flyschs en déchirure ;
- un épisode fini-dévonien de compression majeure conduisant à la fermeture de ces bassins ;
- la poursuite de la compression au Viséen et au Namurien inférieur et moyen, un relâchement local des contraintes compressives étant observé au Namurien supérieur.

Cette orogénèse est donc intracontinentale. On ne retrouve aucun des marqueurs (ophiolites obductées, métamorphisme de haute pression-haute température, etc...) qui pourraient suggérer, directement ou non, l'implication d'une lithosphère océanique. On est donc conduit à rechercher l'origine de la signature calco-alcaline (au sens large) du magmatisme de la Meseta orientale au niveau de processus pétrographiques autres que la subduction active pénécotemporaine du magmatisme.

Dans le cas d'une subduction active, l'origine des anomalies négatives en HFSE (Nb, Ta notamment) qui constituent la signature la moins équivoque du caractère "orogénique" des magmas est attribuée à la métasomatose de manteau très appauvri en éléments incompatibles par des fluides ou des magmas provenant de la plaque subductée. Ces fluides ou ces magmas véhiculent les éléments incompatibles de type LILE, Th, U, et les terres rares légères mais ils ne transportent ni les HFSE ni les terres rares lourdes (TATSUMI et al., 1986 ; RYERSON et

WATSON, 1987 ; McCULLOCH et GAMBLE, 1991 ; MAURY et al., 1992). Ainsi, l'affinité des laves des domaines de marges actives est-elle, dans bien des cas, l'indice d'une subduction contemporaine. Cependant, le manteau métasomatisé est susceptible de conserver sa signature caractéristique après la fin de la subduction, et donc de la transmettre aux laves plus jeunes, formées dans les contextes géodynamiques ultérieurs. La durée de cette "mémoire du manteau" est très diversement estimée. En général, le magmatisme "orogénique" persiste pendant plusieurs millions d'années après la fin de la subduction (MAURY, 1984), mais des temps beaucoup plus longs sont envisagés dans les zones de collision : 25 Ma au Tibet (COULON et al., 1987, 1989, et 30 à 50 Ma en Anatolie et en Iran (HARRIS et al., 1986). Si l'on retient la valeur maximale de cette gamme, et que l'on retranche donc 50 Ma à l'âge Viséen supérieur (325 Ma) du début de l'activité volcanique de la Meseta orientale, on obtient un âge correspondant à la fin du Dévonien inférieur (Emsien) c'est à dire à la période d'ouverture des bassins des flyschs. Il semble donc difficile d'attribuer la signature "orogénique" des laves à la persistance d'un manteau métasomatisé lors d'une subduction antérieure.

La métasomatose du manteau par des fluides profonds ne provenant pas d'une plaque océanique subductée peut être envisagée ; ce processus existe mais il conduit à une signature géochimique très particulière, observée en particulier au niveau du manteau subcontinental (WILSON, 1989). La croûte continentale moyenne a elle-même une signature orogénique, avec des anomalies négatives marquées en Nb et Ta (HOFMANN, 1988). Il s'ensuit que les produits de fusion de croûte continentale ou bien les magmas mantelliques fortement contaminés par cette croûte (assimilation couplée avec la cristallisation fractionnée : DE PAOLO, 1981) présenteront une telle signature. C'est ce type d'hypothèse que nous sommes donc conduit à envisager.

2-4 - Modalités de la participation de la croûte continentale

Conformément à notre contexte, la participation de la croûte continentale peut se faire selon trois modes :

- tout d'abord, un processus de cristallisation fractionnée des magmas basiques auquel vient se surimposer la contamination par la croûte continentale (A.F.C) DE PAOLO, 1981 ; WILSON, 1989) ; il en résulte des magmas intermédiaires associés à un volume moindre de roche acide. Dans ce cas, les données minéralogiques et géochimiques indiquent un cognétisme des laves basiques et acides qui sont liées dans le temps et dans l'espace.

- Ensuite, la fusion partielle de la croûte au contact des corps basiques chauds génère un magmatisme bimodal, par exemple dans les Jbilet.

L'hydratation du manteau par des fluides provenant de la déshydratation par métamorphisme d'une écaille de la croûte continentale (dont la partie supérieure est hydratée)

charriée sous le manteau, conduisant ainsi à sa fusion. Dans ce cas, la fusion du manteau métasomatisé, produit des basaltes primitifs ($MgO > 8\%$) qui évoluent pour donner des magmas andésitiques.

- Enfin, la fusion de la base de la croûte en position structurale supérieure sous l'effet des fluides provenant de la croûte continentale sous-charriée ne génère que des magmas acides.

L'origine des magmas basiques et surtout andésitiques "orogéniques" de la Meseta orientale est à rechercher dans la fusion mantellique au cours des stades de compression et de fermeture des bassins au Dévonien selon le mécanisme décrit par HARRIS et al. (1986) pour expliquer la genèse des magmas post-collision, ou selon le modèle suggéré par LAGARDE et al. (1992) pour la genèse des granites calco-alcalins, des zones de collision continentale. Ainsi l'écaille crustale continentale plongeante libre des fluides et induit la fusion partielle du manteau supérieur. Cette fusion produit des magmas basiques et surtout andésitiques chauds qui, à leur tour, déclenchent la fusion de la croûte continentale chevauchante. Il peut en résulter,

- i) ou bien des liquides anatectiques acides ; ces liquides magmatiques séjournent au sein de la croûte continentale épaisse lors de leur ascension d'où leur évolution par cristallisation fractionnée donnant ainsi des ignimbrites acides (Tazekka)

- ii) ou bien des magmas basiques-andésitiques qui pendant l'ascension au sein de la croûte, stationnent dans des réservoirs où ils subissent la cristallisation fractionnée couplée à la contamination crustale (A.F.C) et évoluent vers des rhyodacites et des rhyolites (Jerada).

2-5 - Croûte et lithosphère au Maroc au début du Carbonifère

- En conclusion, les données géotectoniques et volcaniques disponibles actuellement permettent d'envisager et de résumer ainsi l'évolution géodynamique hercynienne du Maroc :

- i) au Paléozoïque inférieur, le Maroc constitue une plate-forme continentale installée sur un socle protérozoïque (PIQUE et MICHARD, 1989). Au Silurien-Dévonien, la distension avec amincissement crustal, sans que soit atteint le stade de l'océanisation, aboutit à l'individualisation, peut-être par déchirure, des bassins des flyschs orientaux.

- ii) au Dévonien terminal et au Carbonifère inférieur et moyen, on entre dans la période orogénique :

- la phase orientale à 360 Ma, dont l'intensité maximale est enregistrée dans la région de Midelt, se traduit par une déformation compressive avec "subduction continentale" et accidents crustaux et lithosphériques transcurrents;

- dans la Meseta occidentale, cette période correspond à l'ouverture de bassins en déchirure (bassin de Sidi Bettache et ses annexes) par déformation extensive avec amincissement crustal et fusion partielle du manteau, à l'origine des magmas basiques transitionnels à tholéitiques intrudés par des magmas acides engendrés par la fusion crustale.

iii) au Carbonifère moyen, la Meseta orientale est marquée par l'arrivée en surface des magmas calco-alcalins à dominance andésitique en discordance sur les séries dévoniennes plissées issus de processus complexes discutés plus haut (paragraphe 2.4). Ensuite, un plissement léger affectera ici ces coulées ainsi que les formations sédimentaires westphaliennes tandis qu'à l'ouest, la Meseta occidentale sera affectée par la principale phase de déformation hercynienne avec fermeture des bassins et arrêt de l'activité volcanique.

2-6- Comparaison avec d'autres segments de la chaîne hercynienne

Il existe, aux points de vue pétrologiques et géochimiques, de grandes similitudes entre les provinces magmatiques distinguées au Maroc et d'autres, connues depuis longtemps, dans la chaîne hercynienne d'Europe occidentale et en particulier en France.

Ainsi, comme on l'a signalé plus haut, le volcanisme de la Meseta occidentale rappelle celui développé, d'ailleurs à la même époque, dans le massif armoricain et central. Là aussi, le contexte structural est celui de bassins ouverts sur des décrochements.

Par ailleurs, le magmatisme de la Meseta orientale possède de nombreux traits communs (volcanisme souvent explosif, nature calco-alcaline des magmas, association avec des sédiments détritiques, etc...) avec les séries des Vosges du Sud (BEBIEN et al., 1980 ; SCHNEIDER, 1990). Un autre point commun, qui mérite d'être développé entre ces régions et la Meseta orientale est le caractère post-tectonique de ce magmatisme par rapport aux déformations régionales majeures qui sont fini-dévoniennes en Meseta orientale et siluro-dévoniennes dans le socle probable des séries volcaniques des Vosges du Sud. Or, pas plus dans les Vosges que dans la Meseta orientale on ne peut lier ce type de volcanisme à une subduction active ou fossile car dans le cas des Vosges, la "mémoire du manteau" durerait du Silurien au Viséen. Force est donc, dans ces zones européennes comme au Maroc, de considérer d'autres processus que la subduction pour la production des laves calco-alcalines carbonifères. Par ailleurs, de nombreux exemples de volcanismes calco-alcalins "orogéniques" post-tectonique sans liaison directe avec une subduction active ont été étudiés dans l'orogénèse calédonienne (THIRWALL, 1988) et cadomienne (LE GALL, 1993).

On retrouve donc, à propos de ce type de volcanisme post-orogénique, les mêmes conclusions que celles auxquelles arrivent LAGARDE et al. (1992) à propos des granitoïdes hercyniens. Ceux-ci montrent des compositions pétrographiques et des affinités géochimiques

parfois très différentes à l'intérieur d'un même environnement géotectonique. Comme pour les granitoïdes, donc, la caractérisation géochimique des laves est un marqueur important pour la connaissance de l'évolution géodynamique.

Dans le cas du Maroc, le volcanisme "pré-orogénique" de la Meseta occidentale suggère une distension intraplaque compatible avec l'ouverture des bassins occidentaux en déchirure ("pull-apart") ; dans la Meseta orientale, le volcanisme "post-orogénique" serait lié à une subduction continentale qui résulte elle-même d'un serrage orogénique majeur initié dès le Dévonien terminal.

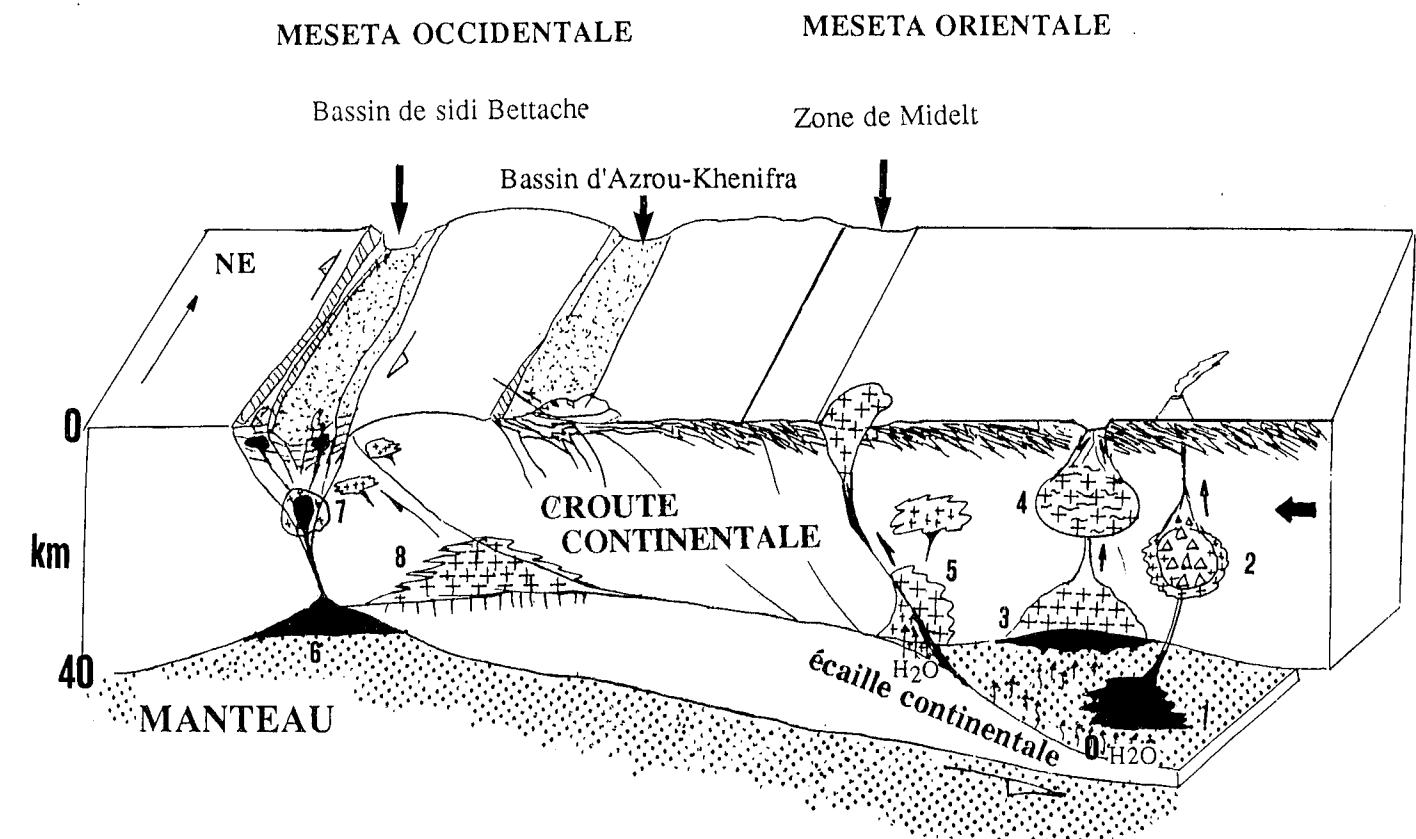


Fig.VI-1 : Schéma préliminaire illustrant la genèse des séries volcaniques et hypovolcaniques dévono-dinantiennes de la Meseta marocaine.

- 0 : hydratation du manteau par les fluides issus d'une éaille sous-charriée de la croûte continentale (dont la parite supérieure est hydratée).
- 1 : fusion du manteau métagénésé (manteau coincé entre les deux croûtes continentales, l'une charriée et l'autre sous-charriée).
- 2 : migration des laves vers la croûte continentale, où elles sont stockées au cours de chemin, dans des réservoirs superficiels et où la différenciation se fait par cristallisation fractionnée et couplée à l'assimilation (A.F.C.) ; évolution de laves andésitiques vers les dacites, les rhyodacites et les rhyolites.
- 3 : fusion de la croûte au contact de magmas basiques-andésitiques issus de la fusion partielle du manteau ; genèse des magmas acides.
- 4 : stockage des magmas acides dans des réservoirs au sein de la croûte continentale, dans lesquels s'effectue la cristallisation fractionnée ; l'éruption donne des ignimbrites.
- 5 : anatexie de la croûte en position structurale supérieure sous l'effet des fluides provenant de l'éaille de la croûte continentale sous-charriée.
- 6 : ouverture des bassins dévono-dinantiens de la Meseta occidentale, fusion du manteau et ascension des magmas basaltiques le long des failles limitant les marges des bassins occidentaux.
- 8 : fusion de la croûte continentale et mise en place des granites calco-alcalins après compression des bassins dévono-dinantiens, de la Meseta occidentale.

BIBLIOGRAPHIE

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- AARAB M. (1984) : Mise en évidence du caractère co-génétique des roches magmatiques basiques et acides dans la série volcano-sédimentaire de Sharlef (Jebilet, Maroc Hercynien). Thèse 3ème cycle, Univ. Nancy I, 145p.
- ADMOU H. (1986) : Etude de la déformation synschisteuse dans le secteur Est de Jbel Sarhlef (Jebilet Centrales). C.E.A., Marrakech, 183 p.
- AIT OMAR S. (1986) : Modalités de mise en place d'un pluton granitique et ses relations avec la déformation régionale : l'exemple du granite hercynien d'Oulmes (Maroc Central). Thèse d'Univ. Rennes, 224 p.
- AIT-TAHAR M. (1987) : Géométrie et cinématique de la déformation post-viséenne autour des Gabbros des Jbilet. Thèse 3è cycle. Marrakech, p.
- ALLARY A., ANDRIEUX J., LAVENU A. & RIBEYROLLES M. (1972) : Les nappes hercyniennes de la Meseta sud-orientale (Maroc central). C.R. Acad. Sci., Paris, 284 D, p. 2284-2287.
- ALLEGRE C.J., TREUIL M., MINSTER J.F., MINSTER B. & ALBAREDE F. (1977) : Systematic use of trace element in igneous process. Part I : fractional crystallization processes in volcanic suites. Contrib. Mineral. Petrol., 60, p. 57-75
- ALLEGRE C.J. & MUNSTER J.F. (1978) : Quantitative models of trace element behavior in magmatic processes. Earth Planet. Sci. Letters, 38, p. 1-25.
- ARCULUS R.J. & POWELL R. (1986) : Source component mixing in the regions of arc magma generation. J. Geophys. Res., Vol. 91, N°.B6, 5913-5926.
- AUZENDE J.M., BONIN J. & OLIVET J.L. (1975) : La marge nord-africaine considérée comme une marge active, Bull. Soc. géol. France, (7), XVII, p. 486-495.
- BÄCKER H., NEGRONI P. & GENDROT C. (1965) : Stratigraphie von Silur, Devon und Unterkarbon in dem Randgebieten der marokkanische Meseta. Rapport inédit, Bur. Rech. Part. Min., Rabat.
- BARD J.P. (1980) : Microtexture des roches magmatiques et métamorphiques. éd. Masson, 192 p.
- BASALTIC VOLCANISM STUDY PROJECT. (1981) : Basaltic volcanism on the terrestrial planets. Pergamon Press, New York, 1286 p.
- BEAUJARD D., CENTENE A., CISZAK R., GONORD H., HACINI A., PAWLOWSKI R. & ROLET J. (1976) : Le massif des Traras, un jalon pour la reconstitution de l'histoire hercynienne nord-maghrébine : précisions stratigraphiques volcanologiques et structurales sur la partie septentrionale (région d'Honaïne) Algérie occidentale. Bull. Soc. Hist. Natur. Afr. Nord, t. 67, fasc. 3-4, p. 225-240.
- BELLIENI G., BROTZU P., COMIN-CHIARAMONTI P., ERNESTO M., MELFI A.J., PACCA I.G., PICCIRILLO E.M. (1984) : Flood basalt to rhyolite suites in Southern Parana plateau (Brazil) : paleomagnetism, petrogenesis and geodynamic implications. J. Petrol. 25, p. 579-618.
- BELLIENI G., COMIN-CHIARAMONTI P., MARQUES L.S., MELFI A.J., NARDY A.J.R., PAPATRECHAS C., PICCIRILLO E.M., ROISENBERG A. & STOLFA D. (1986) : Petrogenetic aspects of acid and basaltic lavas from the Parana Plateau (Brazil) : geological, mineralogical and petrological relationships. J. Petrol. 27, 915-44.
- BERKHLI M. (1993) : Le Maroc oriental au Carbonifère inférieur (Viséen-Serpoukhovien) : sédimentologie et stratigraphie séquentielle. Thèse d'Université. Lille, 284 p.
- BERTRAND H., DOSTAL J. & DUPUY C. (1982) : Geochemistry of Early Mesozoic tholeiites from Morocco. Earth Planet. Sci. Lett. 58, 225-239.

- BESNUS Y. & LUCAS J. (1970) : Méthode de dosage de 18 éléments majeurs et traces dans les roches sédimentaires et les produits d'altération par spectrométrie à lectures. *In* : Coll. Nat. C.N.R.S., Nancy, 1968, p. 93-106.
- BESNUS Y. & ROUAULT R. (1973) : Une méthode d'analyse des roches au spectrométrie d'arc à lecture directe par un dispositif d'électrode rotative. *Analysis*, 2, p. 111-116.
- BIENVENU P. (1989) : Géochimie comparée des éléments hygromagmaphiles dans le système exogène océanique. Thèse de doctorat de l'Université de Bretagne Occidentale, Brest, 290 p.
- BIENVENU P., BOUGAULT H., JORON J.L., TREUIL M. & DMITRIEV L. (1990) : MORB alteration : Rare-earth element/non-rare-earth hygromagmaphile element fractionation. *Chem. Geol.* 82, p. 1-14.
- BOESPFLUG X. (1990) : Evolution Géodynamique et Géochimie des bassins arrière-arcs. Exemples des bassins d'Okinawa, de Lau et Nord-Fidjien. Thèse de doctorat de l'Université de Bretagne Occidentale, Brest, 354 p.
- BORDONARO M., (1983) : Tectonique et pétrographie du district à pyrrhotine de Kettara (Paléozoïque des Jbilet, Maroc). Thèse 3ème cycle, Université de Strasbourg
- BOUABDELLI M. (1989) : Tectonique et sédimentation dans un bassin orogénique : le sillon Viséen d'Azrou-Khenifra (Est du Massif hercynien central du Maroc). Doctorat ès Sciences., Univ. L. Pasteur, Strasbourg, 262 p.
- BOUGAULT H. (1980) : Contribution des éléments de transition à la compréhension de la genèse des basaltes océaniques : analyse des éléments traces dans les roches par spectrométrie de fluorescence X. Doctorat ès Sciences, Paris VII, 221 p.
- BOUGAULT H., JORON J.L., TREUIL M. & MAURY R. (1985) : Local versus regional mantle heterogeneities : evidence from hygromagmaphile elements. Reprinted from BOUGAULT H., CANDE S.C. et al., *Init. Repts DSDP*, 82 : Washington (U.S. Govt. Printing Office).
- BOUGAULT H., JORON J.L. & TREUIL M. (1979) : Alteration, fractional crystallization, partial melting, mantle properties from trace elements in basalts recovered in the North Atlantic. *Maurice Ewing Series*, Vol. 2 (A. G. U.), *Deep Drilling Results in the Atlantic Ocean; Ocean Crust*.
- BOUGAULT H., TREUIL M. & JORON J.L. (1978) : Trace elements in basalts from 23°N and 36°N in the Atlantic Ocean : fractional crystallization, partial melting, and heterogeneity of the upper mantle. In Melnick, W. G., Rabinowitz, P.D. & al., *Init. Repts DSDP*, 45 : Washington (U.S. Govt. Printing Office), 493-506.
- BOULIN J., BOUABDELLI M. & EL HOUICHA M. (1988) : Evolution paléogéographique et géodynamique de la chaîne paléozoïque du Moyen-Maroc : un essai de modélisation. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 306, p. 1501-1506.
- BOULOTON J. & LE CORRE (1985) : Le problème de la tectonique tangentielle dans les Jebilet (Maroc hercynien) : données et hypothèses. *Hercynica*, 1, p. 121-129.
- BOURROUILH R. & GORSLINE D. (1979) : Pre-triassic fit and alpine tectonics in the western Mediterranean. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 90, p. 1074-1083.
- BOUSHABA A., CAILLEUX Y. & EL WARTITI M. (1987) : Les granitoïdes hercyniens et le volcanisme permien du domaine mésétien marocain. *Bull. Sc. Terre*, 3, Rabat, p. 104-137.
- BOYER C. (1974) : Volcanismes acides paléozoïques dans le massif armoricain. Doctorat ès Sciences., Orsay, 384 p.
- BRIQUEU., BOUGAULT H. & JORON J.L. (1984) : Quantification of Nb, Ta, Ti, and V anomalies in magmas associated with subduction zones : petrogenetic implications. *Earth Planet. Sci. Letters*, 63, 297-308.
- CABANIS B. & SAGON. (1973) : Le volcanisme finantien en Bretagne occidentale. *Bull. Soc. Géol. Min. Bretagne*, 5, n°1, p. 1-11.

- CABANIS B. (1986) : Identification des séries magmatiques dans les socles métamorphiques sur la base de critères géologiques, pétrographiques et géochimiques. Exemples d'application dans le Massif Armorica. Doctorat ès Sciences, Paris VI, 682 p.
- CAILLEUX Y. (1985) : Les écaïles antévésiennes d'Ezzhiliga. Leur importance dans l'interprétation structurale du Maroc central. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 301, II, p. 497-502.
- CAILLEUX Y. (1978) : Géologie de la région de Smaala (Massif central marocain). Stratigraphie du Primaire et tectonique hercynienne. *Notes et Mém. Serv. géol. Maroc*, 40, 275, p. 7-106.
- CAMERON M. & HANSON G.N. (1980) : Rare earth elements evidence concerning the origin of voluminous mid-Tertiary rhyolitic ignimbrites and related volcanic rocks, Sierra Madre Occidental, Chihuahua, Mexico. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 46, p. 1489-1503.
- CAMERON M., BAGBY W.C. & CAMERON K.L. (1980) : Petrogenesis of voluminous Mid-Tertiary Ignimbrites of the Sierra Madre Occidental, Chihuahua, Mexico. *Contributions to mineralogy and Petrology*, 74, p. 271-284.
- CAWTHORN R.G. & O'HARA M.J. (1976) : Amphibole fractionation in calcalkaline magma series. *Am. J. Sci.*, 276, p. 309-329.
- CHALOT-PRAT F. (1986) : Mise en évidence d'une dépression volcanotectonique associée à d'épais épanchements ignimbriques hercyniens dans le massif du Tazekka (Maroc oriental), *Rev. Géol. Dyn. Géogr. Phys.*, vol. 27, Fasc 3-4, p.193-203.
- CHALOT-PRAT F. (1990) : Petrogenèse d'un volcanisme intracontinental tardi-orogénique hercynien; étude du complexe volcanique carbonifère du Tazekka et de zones volcaniques comparables dans le Mekam et la région de Jerrada (Maroc Oriental). Thèse d'Univ., Paris VI, 271 p.
- CHALOT-PRAT F. & CHALOT R. (1984) : Le complexe volcanique carbonifère du Tazekka. 10° R.S.T., Bordeaux, Soc. Géol. France, Paris, p. 130.
- CHALOT-PRAT F. & ROY-DIAS C. (1985) : Découvertes de plantes d'âge Viséen supérieur-Namurien A dans les volcanoclastites de base du complexe volcanique du Tazekka (Maroc Oriental). *Approche paléogéographique*. CRAS Paris, t. 301, série II, n° 11 p. 853-855.
- CHALOUAN A. (1986) : Les nappes ghomarides (Rif septentrional, Maroc). Un terrain varisque dans la chaîne alpine. Doctorat ès. Science., Univ. L. Pasteur, Strasbourg, 317 p.
- CHAURIS L. (1992) : Intrusions sodiques à affinité trondhjémitique dans le Nord-Ouest de la Bretagne (France). *CRAS Paris*, t. 315, série II, p. 705-710.
- CHEGHAM A. (1985) : Etude minéralogique et géologique des filons Pb-Zn-Ag (Fe, Ca, Ba) de Sidi Lahcen (Boutonnière de Mekkam, Maroc oriental). Thèse 3e cycle, Orléans, 227 p.
- CHEROTSKY G. & CHOUBERT G. (1973) : Recueil d'analyse de roches éruptives et métamorphiques du Maroc. *Notes et Mém. Géol. Maroc*, n° 239.
- CHIKHAOU M. (1981) : Les roches volcaniques du Protérozoïque supérieur de la chaîne pan-africaine (Hoggar, Anti-Atlas, Adrar, des Iforas). Caractérisation géochimique et minéralogique, implications géodynamiques. Doctorat ès Science., Montpellier, 183 p.
- CHOUBERT G. & MARCAIS J. (1952) : Aperçu structural, in *Géologie du Maroc*. Notes et Mém. Serv.géol.Maroc, 100, et 19è Congr. géol. Inter. ALger, Monogr. région., 3è Sér. : Maroc, 6, p. 9-73.
- COCHERIE A. (1984) : Interaction manteau-croûte : son rôle dans la genèse d'associations plutoniques calco-alcalines, contraintes géochimiques (éléments en traces et isotopes du strontium et de l'oxygène). Doctorat ès Sciences. Université de Rennes 1, documents du BRGM, 90, 260 p.
- CORSINI, M. (1988) : Relation entre la marge du bassin Cambrien et la cinématique hercynienne de la Meseta occidentale du Maroc. Thèse de. l'Université. d'Aix-Marseille III.

- COULON C., DOSTAL J. & DUPUY C. (1978) : Petrology and Geochemistry of the Ignimbrites and associated Lava domes from N.W Sardinia. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 74, p. 89-98.
- COULON C. & THORPE R.S. (1981) : Role of continental crust in petrogenesis of orogenic volcanic associations. *Tectonophysics*, 77, p. 79-93.
- DEFANT M.J. & DRUMMOND M.S. (1990) : Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature*, 347, p. 662-665.
- DESTEUCQ C. (1982) : Synthèse sur le Carbonifère du Maroc oriental, essai de reconstitution paléogéographique. Ministère Energie et Mines, Rabat, rapport DES/ n°69, 40 p.
- DESTEUCQ C. & HOEPFFNER C. (1980) : Déformations hercyniennes dans les boutonnières paléozoïques de Deboud et du Mékam (Maroc oriental). *Mines, géologie et énergie*, Rabat, 48, p. 93-99.
- DESTEUCQ C. & FOURNIER-VINAS C. (1981) : Présence d'Ordovicien daté dans la région d'Oujda (Maroc oriental). *Mines, géologie et énergie*, Rabat, 50, p.
- DESTEUCQ C. & POTERAT P. (1983) : Le Westphalien B du bassin de Jerada. Résumé in colloque "Bassins sédimentaires marocains", Trav. : Dépt. géol., Fac. Sci., Marrakech, 1984, n°1, p. 16.
- DESTOMBES (1971) : L'Ordovicien au Maroc. Essai de synthèse stratigraphique, in: Colloque Ordovicien-Silurien. *Mém. B.R.G.M.*, 73, P. 237-263.
- DE PAOLO D.J. (1981a.) : Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization. *Earth and Planetary Science Letters*, 53, p. 189-202.
- DE PAOLO D.J. (1988) : Neodymium Isotope Geochemistry. Springer-Verlag, eds., Berlin, Heidelberg, New-York, Paris, Tokyo, Minerals and Rocks, 20, 187 p.
- DIOT H. (1989) : Mise en place des granitoïdes hercyniens de la Meseta marocaine. Doctorat ès. Sciences., Univ. Toulouse, 182 p.
- DOSSO L., BOUGAULT H., BEUZART P., CALVEZ J.Y. & JORON J.L. (1988) : The geochemical structure of the south-east indian ridge. *Earth and Planetary Science Letters* 88, p. 47-59.
- DUPRE B., WHITE W.M., VIDAL P. & MAURY R.C. (1985) : Utilisation des traceurs couplés (Pb-Sr-Nd) pour déterminer le rôle des sédiments dans la genèse des basalts de l'arc des Antilles. In *Géodynamique des Caraïbes*. Symposium Paris, p.91-97.
- DUPUY C., BARSCZUS H.G., LIOTARD J.M. & DOSTAL J. (1988) : Trace element evidence for the origin of ocean island basalts : an example from the Austral Islands (French Polynesia). *Contrib. Mineral. Petrol.*, 98 : 293-302.
- DRUMMOND M. S., RAGLAND P. C. & WESOLOWSKI D. (1986) : An example of trondhjemites genesis by means of alkali metasomatism : Rockford Granite, Alabama Appalachians. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 93, p. 98-113.
- EGGLER D.H. & BURNHAM C.W. (1973) : Crystallization and fractionation trends in the system andesite-H₂O-CO₂-O₂ at pressures to 10 kb. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 84, p. 2517-2532.
- ELLAM R.M., HAWKESWORTH C.J., MENZIES M.A. & ROGERS N.W. (1989) : The volcanism of southern Italy : role of subduction and the relationship between potassic and sodic alkaline magmatism. *J. of Geophys. Res.* 94 B4, p. 4589-4601.
- EL AZZOUZI M. (1981) : Géochimie comparée de quelques éléments hygro-magmaphiles dans les roches volcaniques de contextes géodynamique variés, Thèse 3ème Cycle, Brest, 154 p.
- EL GHAZI O. (1977) : Carte géologique et des minéralisations de la région de Tançherfi (Maroc oriental) au 1/25 000. Notes et Mém. Serv. géol. Maroc, 286.

- EL GHAZI O. & HUVELIN P. (1981) : Présence d'un olistostrome dans le Viséen sup. volcano-sédimentaire de Tançherfi (Maroc oriental) : Simultanéité de la resédimentation et de l'activité volcanique. *C.R. Acad. Sc. Paris t. 292 série II*, p. 91-96.
- EL HASSANI A. (1990) : La bordure nord de la chaîne hercynienne du Maroc. Chaîne "calédonienne" des Sehoul et plate-forme nord-mésétienne. Doctorat ès Sciences., Univ. L. Pasteur, Strasbourg, 208 p.
- EL KAMEL F. (1987) : Géologie du Paléozoïque des Rehamna nord-orientaux, Maroc. Evolution sédimentaire et structuration hercynienne d'un bassin dévono-carbonifère sédimentation et déformation des molasses post-orogénique. Thèse d'université d'Aix-Marseille II, 311 p.
- EL MAHI B. (1991) : Evolution tectono-métamorphique hercynienne des Rehamna centraux. Thèse 3ème cycle, Rabat, 176 p.
- EL WARTITI M. (1990) : Le Permien du Maroc mésétien : étude géologique et implications paléogéographiques. Doctorat ès Sciences., Univ. Mohammed V, Rabat, 501 p.
- ESSAIFI A. (1987) : Schémas de déformation finie autour des corps acides des Jebilet Centrales : l'exemple de Kt. Hamra. Implications sur le contexte géodynamique de mise en place. C.E.U.S., Marrakech.
- ESSAIFI A., CAPDEVILA R. & LAGARDE J.L. : Transformation de leucogabbros en chloritoschistes sous l'effet de l'altération hydrothermale et de la déformation dans l'intrusion de Kettara (Jebilet, Maroc). *Soumis C. R. Acad. Sci. Paris*.
- EWART A. & HAWKESWORTH C.J. (1987) : The Pleistocene-Recent Tonga-Kermadec Arc Lavas : Interpretation of new isotopic and rare earth data in terms of a depleted mantle source model. *J. Petrol.*, 28 : 295-530.
- FADLI D. (1990) : Evolution sédimentaire et structurale des massifs des Mdakra et du Khatouat, deux segments hercyniens de la Meseta marocaine nord-occidentale. Doctorat ès Sciences., Univ. Mohammed V, Rabat, 316 p.
- FAURE G. (1986) : Principles of isotope geology, 2nd edition. John Wiley and sons, inc, 589 p.
- FICHAUT M., MAURY R.C., TRAINEAU H., WESTERCAMP D., JORON J.L., GOURGAUD A. & COULON C. (1989) : Magmatology of Mt. Pelée (Martinique, F.W.I.). III : Fractional crystallization versus magma mixing. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 38 : 189-213.
- FISCHER R.V. (1960) : Classification of volcanic breccias. *Géol. Soc. Amer. Bull.* 71, p. 973-982.
- FISCHER R.V. (1961) : Proposed classification of volcanoclastic sediments and rocks. *Géol. Soc. Amer. Bull.* 72, p. 1409-1414.
- FISHER R.V. (1966a) : Mechanism of deposition from pyroclastic flows. *Amer. J. Sci.*, 264, p. 350-363.
- FISHER R.V. (1966b) : Rocks composed of volcanic fragments. *Earth-Sci. Rev.* 1, p. 287-298.
- FIECHTNER L., FRIEDRICHSEN & HAMMERSCHMIDT K. (1992) : Geochemistry and geochronology of Early Mesozoic tholeiites from Central Morocco. *Geologische Rundschau* 81/1, p. 45-62.
- FODOR R.V., CORWIN C. & ROISENBERG A. (1985) : Petrology of Serra Geral (Parana) continental flood basalts, southern Brazil : crustal contamination, source material, and South Atlantic magmatism. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 91 : 54-65.
- GARCIA J.C. (1961) : Roches éruptives et métamorphiques de la région de Rabat. Trav. Inst. Chérif., sér. Géol. et Géogr. Phys., 12, 42 p.
- GASQUET D., LETERRIER J., MRINI Z. & VIDAL P. (1992) : Petrogenesis of the hercynian Tichka plutonic complex (Western High Atlas, Morocco) : trace element and Rb-Sr and Sm-Nd isotopic constraints. *Earth Planet. Sci. Lett.* 108, p. 29-44.
- GAST P. W. (1968) : Trace element fractionation and the origin of tholeiitic and alkaline magma types. *Géochim. Cosmochim. Acta*, 32, p. 1957-2086.

- GENTIL L. (1908) : Esquisse géologique du massif des Beni-Snassen. Bull. Soc. géol. Fr., t. 8, p. 391-417.
- GORSHKOV G.S. (1970) : Volcanism and the upper mantle. Plenum Press, New York, 385 p.
- GIGOUT M. (1951) : Etudes géologiques sur la Meseta marocaine occidentale (arrière-pays de Casablanca, Mazagan et Safi). Trav. Inst. sci. chérif., 3, et Notes et Mém. Serv. géol. Maroc, 86, 507 p.
- GILL J.B. (1981) : Orogenic andesites and plate tectonics. Springer-Verlag, Berlin, 390 p.
- GIROD M. (1978) : Les roches volcaniques. Pétrologie et cadre structurel. Doin éd., 239 p.
- GRAAPES R.H. & GRAHAM C.M. (1978) : The actinolite-hornblende series in metabasites and the so-called miscibility gap : a review. Lithos, 11, p. 85-97.
- GROS Y. & MILESI J.P. (1983) : Etude des principaux facteurs contrôlant les minéralisations sulfurées : stratigraphie, volcanisme, déformations et structures des gîtes des Jbilte. Mission au Maroc. Rapport du B.R.G.M. 83 RDM 046 PA. 78 p.
- GUARDIA L. (1975) : Géodynamique de la marge alpine du continent africain d'après l'étude de l'oranie nord-occidentale. Relations structurales et paléogéographiques entre le Rif, le Tell et l'avant-pays atlasique. Doctorat es Sciences., Nice.
- HANSON G.N. (1980) : Rare earth elements in petrogenetic studies of igneous systems. Ann. Rev. Earth Planet Sci., 8, 371-406.
- HARRIS N. B.W. (1982) : The petrogenesis of alkaline intrusives from Arabia and Northwest Africa and their implications for within-plate magmatism. Tectonophysics, 83, 243-58.
- HARRIS N. B. W., PEARCE J. A. & TINDLE A. G. (1986) : Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. Geol. Soc. Sp. Publ. 19, p. 67-81.
- HASSENFORDER B. (1987) : La tectonique panafricaine et varisque de l'Anti Atlas dans le Massif du Kerdous (Maroc). Doctorat es Science., Univ. L. Pasteur, Strasbourg, 249 p.
- HATHERTON T. & DICKINSON W. R. (1969) : The relationship between andesitic volcanism and seismicity in Indonesia, the Lesser Antilles, and other island arcs. J. Geophys. Res., Vol. 74, 22 : 5301-5310.
- HAWKESWORTH C.J., GALLAGHER K., HERGT J.M. & McDERMOTT F. (1993) : Trace element fractionation processes in the generation of island arc basalts. Phil. Trans. R. Soc. Lond. A, 342, 179-191.
- HAWKESWORTH C.J., HAMMILL M., GLEDHILL A.R., VAN CLASTERE P. & ROGERS G. (1982) : Isotopes and trace elements evidence for late-stage intra-crustal melting in the High-Andes. Earth and Planetary Science Letters, 58, p. 240-254.
- HERNANDEZ J., LAROUZIERE F. de, BOLZE J. & BORDET P. (1987) : Le magmatisme néogène bético-rifain et le couloir de décrochement trans-Alboran. Bull. Soc. géol. France, 8, 3, p. 257-267.
- HOEPFFNER C. (1974) : Contribution à la géologie structurale des Rehamna (Méséta marocaine méridionale). Le matériel paléozoïque et son évolution hercynienne dans l'Est du massif. Thèse de 3ème cycle Univ. Strasbourg, Fr. 92 p., 1 carte au 1/50 000.
- HOEPFFNER C. (1977) : Données nouvelles sur le Paléozoïque de la bordure occidentale du Massif du Tazekka (Maroc oriental). C.R. Acad. Sci. Paris, 284 (D), p. 1635-1637.
- HOEPFFNER C. (1978) : Le massif paléozoïque du Tazekka (Maroc) ; analyse des déformations liées à un linéament tectonique. Sci. Géol. Bull., Strasbourg, 31, 1, p. 33-44.
- HOEPFFNER C. (1979) : Le magmatisme Viséo-namurien dans la Meseta marocaine. Données préliminaires. 7e R.A.S.T., Lyon, p. 253.

- HOEPFFNER C. & DESTEUCC C. (1981) : Déformations hercyniennes dans les boutonnières paléozoïques de Debdou et du Mekam (Maroc oriental). Comm. journées de Géologie marocaine, Mines et Géologie, Rabat, n° 48.
- HOEPFFNER C. (1981) : Le complexe volcano-sédimentaire d'âge Carbonifère dans le Massif du Tazekka ; sa place dans l'évolution hercynienne de la Meseta marocaine orientale. Sci. Géol., Bull. 34, 2, p. 97-106.
- HOEPFFNER C. (1982) : Le magmatisme pré et post-orogénique herynien dans le Paléozoïque des Rehamna. In A. MICHARD (coord.). Le massif des Rehamna (Maroc). Notes et Mém. Serv. géol., Maroc, n° 303, p. 150-163.
- HOEPFFNER C. (1987) : La tectonique hercynienne dans l'Est du Maroc. Doctorat es Sciences., Univ. L. Pasteur, Strasbourg, 276 p.
- HOFMANN A.W. (1988) : Chemical differentiation of the Earth : the relationship between mantle, continental crust and oceanic crust. E.P.S.L., 90, 297-314.
- HUMPHRISS E. (1984) : The mobility of rare earth elements in the crust. In : Henderson p. (Ed), Rare Earth element geochemistry, Elsevier, 317-342.
- HUON S., PIQUE A. & CLAUER N. (1987) : Etude de l'orogénèse hercynienne au Maroc par la datation K-Ar de l'évolution métamorphique de schistes ardoisiers. Sci. Géol., Bull., 40, p. 273-284.
- HUTCHISON C.S. (1975) : Correlation of Indonesia active volcanic geochemistry with Benioff zone depth. Geologie en Mijnbown. Vol. 54(3-4), p. 157-168.
- HUTCHISON C.S. (1981) : Review of the Indonesian volcanic arc. The geology and tectonics of eastern Indonesia, Spec. Publ., 2, p. 65-80.
- HUVELIN P. (1970a) : Chevauchements et écaillages précoces des terrains anté-viséens dans le domaine atlasique (Maroc). C.R. Acad. Sci. Paris, 270 (D), p. 2760-2763.
- HUVELIN P. (1970b) : Mouvements hercyniens précoces dans la région de Mrirt (Maroc). C. R. Acad. Sci., Paris, 271, D, p. 953-955.
- HUVELIN P. (1977) : Etude géologique et gîtologique du Massif hercynien des Jbilet (Maroc occidental). Notes et Mém. Serv. géol. Maroc, 232 bis, 308 p.
- HUVELIN P. (1986) : Le Carbonifère du Tazekka (Maroc) : volcanisme et phénomènes de résédimentation. C.R.A.S., Paris, t. 303, série II, n° 16, p. 1483-1488.
- HUVELIN P. (1983) : Plutonisme à Sidi Lahcen (Paléozoïque du Mekam, région d'Oujda, Maroc oriental) et présence de cornéennes recoupées par des filons à sheelite et wolframite ou à molybdénite. C.R.A.S. Paris, t. 297, série II, p. 57-62.
- IZARD A. (1990) : Dynamique des corps sédimentaires clastiques des bassins Carbonifères de la Meseta marocaine. Doctorat es Sciences, Université de Dijon, 356 p.
- JAILLARD L. (1986) : Attribution au Tournaisien-Viséen moyen du volcanisme paléozoïque de la région de Jerada (Maroc oriental). C.R. Acad. Sc. Paris, T.302, série II, n° 14, (1986). p. 897-900.
- JENNY P. (1974) : Contribution à la géologie structurale des Rehamna (Meseta marocaine méridionale). Thèse de 3ème cycle, Univ. L. Pasteur, Strasbourg.
- JOCHUM K.P., SEUFERT H.M., SPETTEL B. & PALME H. (1986) : The solar-system abundances of Nb, Ta and Y, and the relative abundances of refractory lithophile element in differentiated planetary bodies. Geochimica et Cosmica Acta, 50, 1173-1173.
- JOCHUM K.P., HOFMANN A.W., SEUFERT M. & WHITE W.M. (1988) : The composition of mid-ocean ridge basalts. In Hofmann A.W., Earth and Planetary Science Letters, 90 (1988) 297-314.

- JORON J.L., BOLLINGER C., QUISEFIT J.P., BOUGAULT H. & TREUIL M. (1979) : Trace elements in cretaceous basalts at 25° N in the Atlantic Ocean : alteration, mantle composition, and magmatic processes. In : DONNELLY T., FRANCHETEAU J., BRYAN W., ROBINSON P., FLOWER M., SALISBURY M. et al., Init. Repts DSDP, 51-52-53 : Washington (U.S. Govt Printing Office), 1087-1098.
- JORON J.L., BOUGAULT H., TREUIL M. & ALLEGRE C.J. (1976) : Etude géochimique des roches magmatiques de la zone FAMOUS et de l'archipel des Açores. Bull. Soc. Geol. France, XVIII, 4, 811-818.
- JORON J.L., BOUGAULT H., WOOD D.A. & TREUIL M. (1978) : Applications de la géochimie des éléments en trace à l'étude des propriétés et des processus de genèse de la croûte océanique et du manteau supérieur. Bull. Soc. Géol. France, XX, 4, 521-531.
- JORON J.L., BOLLINGER C., QUISEFIT J.P., BOUGAULT H. & TREUIL M. (1978) : Trace elements in basalts at 25° N, old crust, in the atlantic ocean : Alteration, mantle and magmatic processes. Initial reports of the Deep-Sea Drilling Project., Vol. 46.
- JORON J.L. & TREUIL M. (1977) : Utilisation des propriétés des éléments fortement hygromagmaphiles pour l'étude de la composition chimique et de l'hétérogénéité du manteau. Bull. Soc. Geol. France, XIX, 6, 1197-1205.
- JORON J.L., TREUIL M., JAFFREZIC H., VILLEMANT B. & RICHARD O. (1980) : Géochimie des éléments en trace du magmatisme de l'Afar et la mégastucture Mer Rouge-Afar-golfe d'Aden. Implications pétrogénétiques et géodynamiques. Bull. Soc. Géol. France, 22, 945-957.
- JUNG J. (1969) : Précis de Pétrographie : roches sédimentaires, métamorphiques et éruptives. Masson éd., Paris.
- JUTEAU T. (1975) : Les ophiolites des nappes d'Antalya (Taurides occidentales, Turquie). Pétrologie d'un fragment de l'ancienne croûte océanique téthysienne. Sci. Terre, Nancy, Mém. n° 32, 692 p.
- JUTEAU T. & ROCCI G. (1974) : Vers une meilleure connaissance du problème des spilites à partir de données nouvelles sur le cortège spilite-kératophyrique hercynotype. In : "Spilites and spilitic rocks", Amstutz éd., p. 253-329.
- KELEMEN P.B., JOHNSON K.T.M., KINZLER R.J. & IRVING A.J. (1990) : High-field strength element depletions in arc basalts due to mantle magma interaction. Nature, Vol. 345, 521-524.
- KHARBOUCH F. (1982) : Pétrographie et géochimie des laves éoliques de la Meseta nord-occidentale et orientale marocaine. Thèse 3° cycle, Strasbourg, 140 p.
- KHARBOUCH F., JUTEAU T., TREUIL M., JORON J.L., PIQUE A. & HOEPFFNER C. (1985) : Le volcanisme éolien de la Meseta marocaine nord-occidentale et orientale. Caractères pétrographiques et géochimiques et implications géodynamiques. Sciences Géol. Bull. Strasbourg, v. 38, p. 155-163.
- KUSCHIRO I. (1960) : Si-Al relation in clinopyroxenes from igneous rocks. Am. J. Sci., 258, p. 548-554.
- LAGARDE J.L. (1987) : Les plutons granitiques hercyniens marqueurs de la déformation crustale. L'exemple de la Meseta Marocaine. Doctorat ès Sciences, Rennes I. 342 p.
- LAGARDE J.L. (1989) : Granites tardi-carbonifères et déformation crustale : l'exemple de la Meseta Marocaine. Mém. Doc. Centre Armor. Etudes. Socles, n° 26, 342 p.
- LAGARDE J.L. & CHOUKROUNE P. (1982) : Cisaillement ductile et granitoïdes syntectonique : l'exemple du massif hercynien des Jbilet (Maroc), Bull. Doc. Géol. France, (7), v. 24, p. 299-307.
- LAGARDE J.L., CAPDEVILA R. & FOURCADE S. (1992) : Granites et collision continentale : l'exemple des granitoïdes carbonifères dans la chaîne hercynienne ouest-européenne. Bull. Soc. géol. Fr., 5, p. 597-610.
- LANGMUIR C. H. (1977) : Dynamic melting of mantle. In : Int. Conf. Experimental Trace Elements in Geochemistry. Geol. Soc. Am. Abstr. Program, pp 68-70.
- LEAKE B.E. (1978) : Nomenclature of amphiboles. Amer. Mineral. Nb., 11-12, V. 63, p. 1023.

- LE BAS M.J. (1962) : The role of aluminium in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage. Am. J. Sci., 260, 267-288.
- LECOINTRE G. (1926) : Recherches géologiques dans la Meseta marocaine. Mém. Soc. Sci. Natur. Maroc, 14, 158 p.
- LETERRIER J., MAURY R.C., THONON P., GIRARD D. & MARCHAL M. (1982) : Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleo-volcanic series. Earth and Planet. Sci. L., 59, p. 139-154.
- LETERRIER J., MAURY R.C., THONON P., GIRARD D. & MARCHAL M. (1982) : Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleo-volcanic series. Earth Planet. Sci. Lett. 59, p. 139-154.
- LOFGREN G. (1974) : Temperature induced zoning in synthetic plagioclase feldspar. W.S. Mackenzie and J. Zussman (ed) : "The Feldspar". Manchester Univ. Press, Manchester, England, p. 326-376.
- LUCAS G. (1942) : Description géologiques et pétrographique des monts de Ghar Rouban et Sidi-El-Abed (frontière algéro-marocaine). M. Serv. Vaete géol. Algérie, 2e sér., Stratigraphie, n° 16, 538 p.
- MacCULLOCH M.T. & GAMBLE J.A. (1991) : Geochemical and geodynamical constraints on subduction zone magmatism. Earth planet. Sci. Lett., 102, p. 358-374.
- MAHMOOD A. (1980) : Etude pétrologique du granite hercynien des Zaër, (Massif central marocain), Thèse 3ème cycle, Clermont-Ferrand.
- MARHOUMI M., DOUBINGER J. & PIQUE A. (1984) : Etudes palynostratigraphiques de quelques séries éoliques dans le bassin de Sidi Bettache au SE de Rabat. Sci. Géol., Bull., 37, p. 137-151.
- MARSH J.S. (1989) : Geochemical constraints on coupled assimilation and fractional crystallization involving upper crustal compositions and continental tholeiitic magma. Earth and Planet. Sci. Lett., 92, 70-80.
- MASCLE J. & REHAULT J.P. (1991) : Le destin de la Méditerranée. La Recherche, p. 188-196.
- MASUDA A. (1962) : Regularities in variation of relative abundances of lanthanide elements and an attempt to analyse separation-index patterns of some minerals. J. Earth Sci. Nagoya Univ., 10, 173-187.
- MASUDA A., NAKAMURA N. & TANAKA T. (1973) : Fine structures of normalized rare-earth of chondrites. Géochim. Cosmochim. Acta, 37, p. 239-248.
- MAURY R. C. (1984) : Les conséquences volcaniques de la subduction. Bull. Soc. géol. Fr., 7, p. 489-500.
- MAURY R. C., DEFANT M. J. & JORON J. L. (1992) : Metasomatism of the sub-arc mantle inferred from trace elements in Philippine xenoliths. Nature, 360, p. 661-663.
- McBIRNEY A.R. & WHITE C.M. (1982) : The Cascade Province. In Andesites, edited by THORPE R.S., JOHN WILEY & Sons publication.
- McCULLOCH M. T. & GAMBLE J. A. (1991) : Geochemical and geodynamical constraints on subduction zone magmatism. Earth Planet. Sci. Lett. 102, p. 358-374.
- McDERMOTT F., DEFANT M.J., HAWKESWORTH C.J., MAURY R.C. & JORON J.L. (1993) : Isotope and trace element evidence for three component mixing in the genesis of the North Luzon arc lavas (Philippines). Contrib. Mineral. Petrol., 113 : 9-23.
- MEDIONI R. (1977) : Carte Géologique du Maroc au 1/100.000e, feuille de Debdou. Notes et Mémoires n° 226 bis, Ed. Serv. Géol. du Maroc.
- MEDIONI R. (1980) : Mise au point stratigraphique sur les terrains carbonifères de la bordure septentrionale des Hauts Plateaux marocains. Notes Serv. Géol. Maroc, Rabat, t. 41, n° 285, p. 25-38.
- MEEN K. (1987) : Formation of shoshonites from calcalkaline basalt magmas : chemical and experimental constraints from the type locality. Contrib. Mineral. Petrol., 97 : 333-351.

- MESCHEDE (1986) : A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. *Chem. Geol.*, 56, 207-218.
- MICHARD A. (1967) : Plissement concentrique, plissement synschisteux et granitisation dans le Cambro-Ordovicien des Rehamna occidentaux (Maroc). *C.R. somm. Soc. géol. France*, 8, p. 347-348.
- MICHARD A. (1976) : Eléments de géologie marocaine. Notes et Mém. Serv. géol. Maroc, 252, 420 p.
- MICHARD A., HOEPFFNER C. & JENNY P. (1978) : Le couloir de cisaillement calédonno-hercynien de la Meseta occidentale sur la transversale de Mechra-ben-Abbou (Rehamna, Maroc). *Bull. Soc. géol. France*, 20, p. 889-894.
- MICHARD A. & PIQUE A. (1979) : The variscan belt in Morocco : structure and developmental model. In : *The Caledonides in U.S.A.*, D. Wones éd., Department of Geological Sciences, VPI and SU, Blacksburg, Mém. 2, p. 317-322.
- MICHARD A., HOEPFFNER C. & JENNY J. (1982) : La tectonique du Primaire de Mechra-ben-Abbou, Rehamna; une transversale dans l'étage structural supérieur du massif. Notes et Mém. Serv. géol. Maroc, 303, p. 71-85.
- MINSTER J.F., MINSTER J.B., TREUIL M. & ALLEGRE C.J. (1977) : Systematic use of trace elements in igneous processes. Part II : Inverse problem of the fractional crystallization process in volcanic suites. *Contrib. Mineral. Petrogr.*, 61, p. 49-77.
- MIYASHIRO A. (1978) : Nature of alkalic volcanic rock series. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 66, p. 91-104.
- MIYASHIRO A. (1975) : Classification, characteristics and origin of ophiolites. *J. Géol.*, 83, p. 249-281.
- MIYASHIRO A. (1975) : Volcanic rock series and tectonic setting. *Ann. Review. Earth. Planet. Sci.*, 3, p. 251-259.
- MIYASHIRO A. (1978) : Nature of alkalic volcanic rock series. *Contrib. Miner. Pétrol.*, 66, p. 91-104.
- MORIN P. (1948a) : Découverte de fossiles dans le massif du Tazekka (Maroc). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 227 D, p. 560-562.
- MORIN P. (1960) : Les ressources minérales du massif du Tazekka et de ses bordures. *Mines et Géol.*, Rabat, 10, p. 21-44.
- MORIN P. (1962) : Les séries volcano-sédimentaires cambriennes du Maroc central. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 254, p. 2396-2398.
- MORIN P. (1973) : L'accident Bsabis-Tazekka, un linéament majeur de la tectonique hercynienne du Maroc (Ouest de Taza), *C.R. Somm. Soc. Géol. France*, p. 64-67.
- MRINI Z. (1985) : Age et origine des granitoïdes hercyniens du Maroc. Apport de la géochronologie et de la géochimie isotopique (Sr, Nd, Pb). Thèse, Univ. Clermont-Ferrand, 156 p.
- MRINI Z., RAFI A., DUTHOU J.L. & VIDAL P. (1992) : Chronologie Rb-Sr des granitoïdes hercyniens du Maroc : conséquences. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 3, p. 281-291.
- NISBET F.G. & PEARCE J.A. (1977) : Clinopyroxenes compositions in mafic lavas from different tectonic setting. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 63, p. 149-160.
- NOCKOLDS J.R. & ALLEN R. (1953) : The geochemistry of some igneous series. *Géochim. Cosmochim. Acta*, 4, p. 105-142.
- OWODENKO B. (1976) : Bassin houiller de Jerada (Maroc oriental). Essai de synthèse et de paléogéographie. Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc, 207 bis, 148 p.
- OWODENKO B. (1946) : Mémoire explicatif de la carte géologique du bassin houiller de Jerada et de la région au sud d'Oujda. *M. Soc. géol. Belgique, Liège*, t. 70, fasc. h. sér., 164 p., 1 carte géol. en coul.

- PEARCE J.A. & CANN J.R. (1973) : Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth. Planet. Sci., Lett.*, 19, p. 290-300.
- PEARCE J.A., HARRIS N.B.W. & TINDLE A.G. (1984) : Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol.*, 25, Part 4, p. 956-983.
- PEARCE J.A. et NORRY M.J. (1979) : Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. *Contrib. mineral. Petrol.*, 69, 33.
- PECERILLO A. & TAYLOR S.R. (1976) : Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contr. Mineral. Petrol.*, 58, p. 63-81.
- PERFIT M.R., GUST D.A., BENCE A.E., BENCE A.E., ARCULUS R.J. & TAYLOR S.R. (1980) : Chemical characteristics of island arc basalts implications for mantle source. *Chem. Geol.*, 30, p. 227-256.
- PIQUE A. (1972) : Contribution à la géologie structurale des Rehamna (Meseta marocaine méridionale); le matériel paléozoïque et son évolution hercynienne dans l'Ouest du massif. Thèse 3ème cycle, Univ. L. Pasteur, Strasbourg, 101 p.
- PIQUE A. (1979) : Evolution structurale d'un segment de la chaîne hercynienne : la Meseta marocaine nord-occidentale. *Sci. Géol., Mém.* 56, 243 p.
- PIQUE A. (1983) : Structural domains of the Hercynian belt in Morocco. In P.E. SCHENK (ed.), regional trends in the geology of the Appalachian-Caledonian-Hercynian-Mauritanide Orogen. *Reidel Publ. Comp.*, p. 339-345.
- PIQUE A. (1989) : Variscan terranes in Morocco. *Geol. Soc. Am. spec. Paper* 230, p. 115-129.
- PIQUE A., JEANNETTE D. & MICHARD A. (1980) : The Western Meseta Shear Zone, a major and permanent feature of the Hercynian belt of Morocco. *J. struct. Geol.*, 2, p. 55-61.
- PIQUE A. & MICHARD A. (1981) : Les zones structurales du Maroc hercynien. *Sci. Géol., Bull.* 34, p. 135-146.
- PIQUE A. & MICHARD A. (1989) : Moroccan Hercynides : a synopsis. The paleozoic sedimentary and tectonic evolution at the Northern margin of West Africa. *Am. Jour. Sci.*, Vol. 289, p. 286-330.
- PIQUE A. & KHARBOUCH F. (1983) : Distension intracontinentale et volcanisme associé. La Meseta marocaine nord-occidentale au Dévon-Dinantien. *Bull. Centre Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine*, 7, 1, p. 377-387.
- PRINGLE G.J., TREMATH L.T. & PAJARI G.J. Jr. (1974) : Crystallisation history of a zoned plagioclase. *Mineral. Mag.*, 39, p. 867-877.
- RAUSCHER R., MARHOUMI R., VANGUESTAINE M. & HOEPFFNER C. (1982) : Datation palynologique des schistes du Tazekka au Maroc. Hypothèse structurale sur le socle hercynien de la Meseta orientale. *C.R.A.S., Paris*, t. 294, série II, p. 1203-1206.
- RINGWOOD A.E. (1955) : The principles governing trace element behaviour during magmatic crystallization. Part II : the role of complex formation. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 7, p. 242-254.
- RINGWOOD A.E. (1990) : Slab-mantle interactions. III. Petrogenesis of intraplate magmas and structure of the upper mantle. *Chemical Geology*, 82, 187-207.
- RIOU R. & OHENSTETTER D. (1980) : Mineralogy of coexisting strongly undersaturated ^{alkaline}alkaline and calc-alkaline lavas from the Northern Azerbaijan (Nord-Ouest Iran). *Contrib. Mineral. Petrol.*
- ROMEUR M. (1987) : Variabilité locale de la composition des MORB. Etude du rapport K/Ti dans les verres basaltiques des axes des rides médio-Atlantique et est-Pacifique. DEA.
- ROMEUR M. (1991) : Séries magmatiques arc et arrière-arc de la sonde : nature des sources impliquées (éléments en trace et isotopes Sr-Nd-Pb). Doctorat de l'Université de Bretagne Occidentale, Brest, 418 p.

- ROSE F. (1987) : Les types granitiques du Maroc hercynien. Doctorat ès Sciences d'Univ., Paris VI, 381 p.
- RYERSON F. J. & WATSON E. B. (1987) : Rutile saturation in magmas : implications for Ti-Nb-Ta depletion in island-arc basalts. *Earth Planet. Sci. Lett.* 86, p. 225-239.
- SAKUYAMA M. & NESBITT R. W. (1986) : Geochemistry of the Quaternary volcanic rocks of the Northeast Japan Arc., *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, n° 29, p. 413-450
- SAUNDERS A.D., NORRY M.J. & TARNEY J. (1988) : Origin of MORB and chemical- depleted mantle reservoirs : trace element constraints. *Journal of Petrology*, Special Lithosphere Issue, p. 415-445.
- SAUNDERS A.D. & TARNEY J. (1984) : The geochemical characteristics of basaltic volcanism within back-arc basins. In : KOKELAR B.P. & HOWELLS M.F., (Editors), *Marginal Basin Geology*. Spec. Publ. Geol. Soc. London, Blackwell Scientific Publ., 16 : 59-76.
- SAUNDERS A.D., TARNEY J. & WEAVER S.D. (1980) : Transverse geochemical variations across the Antarctic Peninsula : Implications for the genesis of calc-alkaline magmas. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 46, p. 344-360.
- SAUNDERS A.D. & TARNEY J. (1984) : Geochemical characteristics of basaltic volcanism within back-arc basins. In *Marginal Basin Geology* ed. by KOKELAR B.P. et HOWELLS M.F. Geological Society Special publication, 16.
- SAUNDERS A.D., ROGERS G., MARRINER G.F., TERRELL D.J. & VERMA S. P. (1987) : Geochemistry of cenozoic volcanic rocks, Baja California, Mexico : implications for the petrogenesis of post-subduction magmas. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 32, p. 223-245.
- SCHAW D.M. (1970) : Trace element fractionation during anatexis. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 34, p. 237-243.
- SCHILLING J.G. & WINCHESTER J.W. (1967) : Rare earth fractionation and magmatic processes. *Mantles of the earth and terrestrial planets*, interscience Publishers, 267-283.
- SCHMID R. (1981) : Descriptive nomenclature and classification of pyroclastic deposits and fragments : Recommendations of the IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. *Geology*, Washington, 9, 41-43.
- SCHWEITZER E.L., PAPIKE J.J. & BENICE A.E. (1979) : Statistical analysis of clinopyroxènes from deep-sea basalts. *Am. Mineral.*, 64, p. 501-513.
- SEYLER M. (1984) : Magmatologie des séries volcaniques métamorphiques : l'exemple des métavolcanites des Émbro-ordoviciennes, en particulier alcalines, du socle provençal (France). Doctorat ès Sciences, Université Claude Bernard, Lyon I, 582 p.
- SHAW D.M. (1970) : Trace element fractionation during anatexis. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 34, p. 237-243.
- SIBLEY D.F., VOGEL T.A., WALKER B.M. & SYERLY G. (1976) : The origin of oscillatory zoning in plagioclase : a diffusion and growth controlled model. *Am. J. Sci.*, 276, p. 275-284.
- SOERIA-ATMADJAR R., MAURY R.C., BELLON H., YUWONO Y.S. & COTTEN J. (1988) : Remarques sur la répartition du volcanique potassique quaternaire de Java (Indonésie). *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 307, Série II, p. 635-641.
- SMITH J.V. (1974) : Feldspar minerals. Vol. 2 : Chemical and textural properties. Springer Verlag, Berlin, 690p.
- STEINBERG M., TOURAY J.C., TREUIL M. & MASSARD P. (1979) : Cristallochimie et éléments en traces. In : *Géochimie : Principes et méthodes*. II, p. 536, Doin éd., 599 p.
- SUGIMURA A. (1968) : Spatial relations of basaltic magmas in island arcs. In : Hess H.H., Poldevaart A. (Eds), *Basalts*, Vol. II, Wiley Interscience Publ., New York, p. 537-571.

- SUN S.S. & DONOUGH W.F. (1989) : Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts : implications for mantle composition and processes. In. SAUNDERS A.D. & NORRY M.J., éd. *Magmatism in Ocean Basins*, Geol. Soc. Special Publication, 42, p. 313-345.
- TAHIRI A. (1991). Le Maroc central septentrional : stratigraphie, sédimentologie et tectonique du Paléozoïque; un exemple de passage des zones internes aux zones externes de la chaîne hercynienne du Maroc. Doctorat ès Sciences, U.B.O. Brest, 300 p.
- TATSUMI Y., HAMILTON D. L. & NESBITT R. W. (1986) : Chemical characteristics of fluid phase released from a subducted lithosphere and origin of arc magmas : evidence from high-pressure experiments and natural rocks. *J. Volcan. geotherm. Res.* 29, p. 293-309.
- TATSUMI Y. & MURASAKI M. (1990) : Role of the subducted lithosphere in arc-magma genesis. 1. Contribution from phase petrology and trace element geochemistry. *EOS*, Vol. 71, n° 28, 949.
- TAYLOR S.R. (1969) : Trace element chemistry of andesites and associated calc-alkaline rocks. In : "Proceedings of the andesite conference". Oregon Dept. Géol. min. Ind. Bull., 65, p. 43-63.
- TERMIER H. (1936) : Etude géologique sur le Maroc central et le Moyen-Atlas septentrional. Notes et Mém. Mines et Cartes géol., Maroc, 33, 1566 p.
- THOMPSON R.N., DICKIN A.P., GIBSON I.L. & MORRISON M.A. (1982) : Elemental fingerprints of isotopic contamination of Hebridean Paleocene mantle-derived magmas by Archaean sial. *Contr. Miner. Petrol.*, 79, p. 159-168.
- THOMPSON R.N., MORRISON M.A., DICKIN A.P. & HENDRY G.L. (1983) : Continental flood basalts. arachnids rule OK ? In *Continental basalts and mantle xenoliths*, HAWKESWORTH C.J. and NORRY M.J. (eds), p. 158-185. Nantwich : Shiva.
- THOMPSON R.N., MORRISON M.A., HENDRY G.L. & PARRY S.J. (1984) : An assesment of the relative roles of crust and mantal in magma genesis: an elemental approach. *Phil. Trans.R.SocLondon*, A310, p.549-590.
- THORPE R.S., FRANCIS P.W. & MORBATH S. (1979) : Rare earth and strontium isotope evidence concerning the petrogenesis of North Chilean Ignimbrites. *Earth and Planetary Science Letters*, 42, p. 359-367.
- TISSERANT D. (1977) : Les isotopes du strontium et l'histoire hercynienne du Maroc. Etude de quelques massifs atlasiques et mésétiens. Thèse 3e cycle, Strasbourg, 103 p.
- TORBI A. (1988) : Analyse structurale et étude de la fracturation du socle hercynien et de sa couverture dans les monts du Sud-Est d'Oujda, Meseta orientale, Maroc. Thèse 3e cycle, Poitiers, 186 p.
- TREUIL M. (1973) : Critères pétrologiques, géochimiques et structuraux de la genèse et de la différenciation des magmas basaltiques. Exemple de l'Afar. Doctorat es Sciences., Paris-Sud, 490 p.
- TREUIL M. & VARET J. (1973) : Critères volcaniques., pétrologiques et géochimiques de la genèse et de la différenciation des magmas basaltiques : exemple de l'Afar. *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), 15, p. 401-644.
- VALIN F. (1979) : Stratigraphie du Paléozoïque dans les Monts d'Oujda (Maroc oriental). Mines, Géologie et Energie, Rabat, 46, p. 79-81.
- VAN LECKWIJCK W. & TERMIER H. (1938) : Observations géologiques sur la partie SW de la feuille Taza au 1/100.000e (Maroc oriental). *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, 6, p. 86-87.
- VARNE R. (1985) : Ancient subcontinental mantle : A source for K-rich orogenic volcanics. *Geology*, p. 405-408.
- VARNE R. & FODEN J. D (1986) / Geochemical and isotopic systematics of Eastern Sunda arc volcanics : implications for mantle source and mantle mixing processes. in WEZEL F. C. (Ed.), *The origin of arcs*. Elsevier, Amesterdam, p. 159-189.

- VIDAL P., DUPUY C., MAURY R.C. & RICHARD M. (1989) : Mantle metasomatism above subduction zones : Trace and radiogenic isotopes in xenoliths from Batan island, Philippines. *Geology*, 17, p. 1115-1118.
- VILLEMANT B., JORON J.L., JAFFREZIC H., TREUIL M., MAURY R.C. & BROUSSE R. (1980) : Cristallisation fractionnée d'un magma basaltique alcalin : la série de la Chaîne des Puys (Massif Central, France). II : Géochimie. *Bull. Minéral.*, 103, p. 267-286.
- VILLEMANT B. & TREUIL M. (1983) : Comportement des éléments en trace et majeurs dans la série alcaline du Velay. Comparaison avec la chaîne des Puys (Massif central français).- *Bull. Minéral.*, 106, p. 465-486.
- WHINCHESTER J.A. & FLOYD P.A. (1976) : Geochemical magma type discrimination : application to altered and metamorphosed basic igneous rocks. *Earth Planet. Sci. Letters*, 28, p. 459-469.
- WHITE W.M. & DUPRE B. (1986) : Sediment subduction and magma genesis in the Lesser Antilles : isotopic and trace elements constraints. *J. Geophys. Res.*, 91, p. 5297-5941.
- WITHFORD D.J. (1975) : Strontium isotopic studies of the volcanic rocks of the Sunda arc, Indonesia, and their petrogenetic implications. *Geoch. et Cosmochim. Acta*, 39, p. 1287-1302.
- WITHFORD D.J. & NICHOLLS I.A. (1976) : Potassium variation in lavas across the Sunda arcs in Java and Bali. *Volcanism in Australasia*. Ed. JOHNSON R.W., Elsevier, Amsterdam, p. 63-75.
- WEZEL F.C. (1970) : Interpretazione dinamica della "eugeosynclinale meso-mediterranea". *Riv. min. sicil.*, n° 124-126, p. 187-198.
- WILDI W. (1983) : La chaîne tello-rifaine (Algérie, Maroc, Tunisie) : structure, stratigraphie et évolution du Trias au Miocène. *Rev. Géol. dyn. et Géog. phys.*, 24, p. 201-297.
- WILSON M. (1989) : *Igneous petrogenesis*, Unwin Hyman, London, 466 p.
- WOOD D.A. (1980) : The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary Volcanic Province. *Earth and Planetary Science Letters*, 50, p. 11-30.
- WOOD D.A., JORON J.L. & TREUIL M. (1979) : A reappraisal of the use trace elements to classify and discriminate between magma series erupted in different tectonic settings. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 45, p. 326-336.
- WOOD D.A., MARSH N.G., TARNEY J., JORON J.L., FRYER P. & TREUIL M. (1981) : Geochemistry of igneous rocks recovered from a transect across the Mariana through Arc. Fore-arc and trench, sites 453 to 461, DSDP Leg 60. Initial Report Deep Sea Drilling Project, 60.
- WYLLIE P.J., CAROLL M.R., JOHNSTON A.D., RUTTER M.J., SEKINE T. & VAN DER LAAN S.R. (1989) : Interaction among magmas and rocks in subduction zone regions : experimental studies from slab to mantle crust. *Eur. J. Mineral.*, 1, p. 165-179.
- WYLLIE P.J. & SEKINE T. (1982) : The formation of mantle phlogopite in subduction zone hybridization. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 79 : 375-380.
- YODER H.S. (1969) : Calcalkaline andesites : experimental data bearing on the origin of their assumed characteristics. In : A.R. McBirney (Editor), *Proceedings of the Andesite Conference*. Oreg., Dep. Geol. Mineral Indust. Bull., 65 : p. 77-89.
- YODER H.S. & TILLEY C.E. (1962) : Origin of basalt magmas : an experimental study of natural and synthetic rock systems. *Journal of Petrology*, 3, p. 342-532.
- ZAHRAOUI M. (1991) : La plateforme carbonatée dévonienne et sa désintégration hercynienne. Doctorat ès Sciences, UBO., Brest, 261 p.

LISTES DES FIGURES et DES TABLEAUX

LISTES DES FIGURES

LISTE DES FIGURES

CHAPITRE I : INTRODUCTION

Fig.I-1 : Les zones structurales du Maroc.

Fig.I-2 : Les zones structurales de la chaîne hercynienne du Maroc.

1ère PARTIE : PÉTROGRAPHIE ET MINÉRALOGIE

CHAPITRE II : PÉTROGRAPHIE (MESETA ORIENTALE)

Fig.II-1 : Carte montrant les différentes boutonnières du Maroc oriental.

Fig.II-2 : Le Carbonifère de Meseta orientale.

Fig.II-3 : Carte des affleurements paléozoïques de la région d'Oujda d'après OWODENKO (1976)

Fig.II-4 : Carte de la boutonnière de Jerada (tiré de la carte 1/100 000 de VALIN, inédit)

Fig.II-5 : Coupes montrant la géométrie en synclinorium, diversé vers le Nord, du bassin carbonifère de Jerada. (d'après Valin, 1979).

Fig.II-6 : Carte géologique schématique du bassin houiller de Jerada et de la région d'Oujda (d'après B. OWODENKO, 1976).

Fig.II-7 : Succession lithologique dans la série volcanique et volcano-sédimentaire du flanc nord du synclinorium de Jerada (coupe NW-SE de Koudiat El Hamri, levée le long de l'oued Es Safsaf).

Fig.II-8 : Succession lithologique dans la série volcanique et volcano-sédimentaire du flanc nord du synclinorium de Jerada (coupe N-S de Glib en Nâam).

Fig.II-9 : Succession lithologique dans la série volcanique et volcano-sédimentaire du flanc sud du synclinorium de Jerada (coupe N-S de Bouderbala, sur la route Aïn Beni Mathar à 49 Km d'Oujda).

Fig.II-10 : La boutonnière de Jorf Ouazzène (d'après VALIN, 1979, inédit).

Fig.II-11 : Carte géologique détaillée de la boutonnière de Jorf Ouazzène (d'après TORBI, 1988).

Fig.II-12 : Le complexe volcano-sédimentaire des Monts du Sud-Est d'Oujda.

Fig.II-13 : Bloc-diagramme schématique des bassins de Jorf Ouazzène à Zekkara (TORBI, 1988).

Fig.II-15 : Schéma structural au 1/500 000 (EL GHAZI, 1971, carte au 1/25 000)

- Fig.II-16** : Localisation des prélèvements d'échantillon dans la carte de Tancherfi.
- Fig.II-17** : Carte géologique de la bordure nord-est du massif de Tazekka (d'après HUVELIN, 1986).
- Fig.II-18** : Coupes géologiques dans le complexe volcano-sédimentaire du Tazekka
a : Coupe géologique NW-SE de Bab Frij.
b : Coupe géologique NW-SE de Sidi Youssef.
c : Coupe géologique NW-SE de Bou Yaalou.
- Fig.II-20** : Composition des clinopyroxènes des laves de la Meseta orientale dans le triangle Wollastonite-Enstatite-Ferrosilite.
- Fig.II-21** : Diagramme Ti/Al total (en cation) établi par LETERRIER et al. (1982) des Cpx des laves de la Meseta orientale.
- Fig.II-22** : Diagramme Ti+Cr/Ca (en cation) de LETERRIER et al. (1982) des Cpx des laves de la Meseta orientale.
- Fig.II-23** : Diagramme Ti/Ca+Na (en cation) de LETERRIER et al. (1982) des Cpx des laves de la Meseta orientale.

CHAPITRE III : PÉTROGRAPHIE (MESETA OCCIDENTALE)

- Fig.III-1** : Les massifs hercyniens de la Meseta marocaine d'après MICHARD et al. (1982).
- Fig.III-2a** : Le massif central marocain d'après MICHARD (1976).
- Fig.III-2b** : Localisation des filons étudiés dans le massif hercynien central du Maroc.
- Fig.III-2c** : Croquis de situation des échantillons prélevés dans le Maroc central, bassin du Fourhal. Extrait de la carte topographique au 1/50.000, feuille d'Agourai.
- Fig.III-2d** : Croquis de situation des échantillons prélevés dans le Maroc central, région des Chougrane. Extrait de la carte topographique au 1/100.000, feuille d'Oulmès-Moulay Bou-Azza.
- Fig.III-3** : Coupe E-W géologique (le long de l'oued Oukchett à l'Est du pont de Bouajhaïne, Maroc central).
- Fig.III-4** : Coupe transversale E-W du filon gabbroïque de Bouajahaïne (Maroc central).
- Fig.III-5** : Coupe géologique E-W (à 4 Km au Sud de souk Es Sebt des Jeouah, Maroc central).
- Fig.III-6** : Coupe E-W de Jbel Chtelmane (Chougrane, Maroc central).
- Fig.III-7** : Position des clinopyroxènes des roches du Maroc central et des Rehamna dans le triangle Wollastonite-Enstatite-Ferrosilite.
- Fig.III-8a** : Diagramme Si/Al (en cation) établi par KHOSHIRO (1960) pour les pyroxènes des roches intrusives du Maroc central.
- Fig.III-8b** : Diagramme Al/Ti (en cation) établi par KHOSHIRO (1960) pour les pyroxènes des laves du Maroc central.

- Fig.III-9** : Diagramme $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ (oxydes) de LEBAS (1962) pour les pyroxènes des laves du Maroc central.
- Fig.III-10** : Diagrammes Ti/Ca + Na, Ti+Cr/Ca et Ti/Al total (en cation) de LETERRIER et al. (1982) pour les clinopyroxènes de séries volcaniques appartenant à différents contextes géodynamiques.
- Fig.III-11a** : Diagramme Ti/Ca+Na (en cation) de LETERRIER et al. (1982) des Cpx des laves du Maroc central.
- Fig.III-11b** : Diagramme Ti+Cr/Ca (en cation) de LETERRIER et al. (1982) des Cpx des laves du Maroc central.
- Fig.III-12** : Représentation graphique des variations de composition chimique des clinopyroxènes dans les familles tholéitiques et alcalines normalisées par rapport à la moyenne des clinopyroxènes (SCHWEITZER et al. 1979)
- Fig.III-13** : Représentation graphique adaptée de SCHWEITZER et al. (1979) pour les variations des principaux oxydes des moyennes des clinopyroxènes obtenus par LETERRIER et al. (1982) pour diverses séries volcaniques tholéitiques, transitionnelles et alcalines.
- Fig.III-14** : Courbes de variations des moyennes des pyroxènes des laves basaltiques (filon et coulée) du Maroc central (Telt Fourhal).
- Fig.III-15** : Schéma des zones sédimentaires de la Meseta nord-occidentale (Sidi-Bettache).
- Fig.III-16** : Carte géologique schématisée de la Meseta nord-occidentale.
- Fig.III-17** : Position des clinopyroxènes des dolérites et pillow-lavas de l'oued Khorifla dans le triangle Wollastonite-Enstatite-Ferrosilite.
- Fig.III-18** : Carte géologique simplifiée des Rehamna méridionaux, d'après Michard et al. (1982).
- Fig.III-19** : Situation des échantillons des Rehamna dans la carte structurale des molasses post-orogéniques de Mechra Ben Abou (d'après EL KAMEL, 1987).
- Fig.III-20** : A - Diagramme $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ (oxydes) de LEBAS (1962) pour les pyroxènes des roches intrusives des Rehamna.
 B - Diagramme Si/Al (en cation) établi par KHOSHIRO (1960) pour les pyroxènes des roches intrusives des Rehamna.
 C - Diagramme Al/Ti (en cation) établi par KHOSHIRO (1960) pour les pyroxènes des roches intrusives des Rehamna.
 D - Diagramme Ti/Ca+Na (en cation) de LETERRIER et al. (1982) pour séparer les clinopyroxènes des basaltes alcalins, des basaltes tholéitiques et calco-alcalins ; des Cpx des roches intrusives des Rehamna.
- Fig.III-21** : Géologie des Jbilette (d'après HUVELIN, 1975-1977) :
 A : Croquis structural du massif hercynien des Jbilette.
 B : Chronologie des événements hercyniens.

- Fig.III-22** : Généralisation de la tectonique tangentielle dans les massifs hercyniens des Jbilette et des Rehamna.
- Fig.III-23** : Colonnes stratigraphiques du Dinantien des Jbilette centrales.
- Fig.III-24** : Coupe NW-SE dans le sill de la koudiat Kettara (Jbilette centrales).
- Fig.III-25** : Coupe SE-NW dans le sill d'El Mnaa (Jbilette centrales).
- Fig.III-26** : Coupe E-W de l'extrémité nord de la Koudiat Ouled Har (Jbilette centrales).
- Fig.III-27** : Schéma géologique d'après photo-géologique de Draa Es Sfar (Jbilette centrales).
- Fig.III-28** : Localisation des coupes levées de la koudiat Kettara, du sill d'El Mnaa et de la Koudiat Ouled Har dans le Schéma oro-hydrographique.
- Fig.III-29** : Position des clinopyroxènes des roches intrusives ultrabasiques et basiques des Jbilette centrales dans le triangle Wollastonite-Enstatite-Ferrosilite.
- Fig.III-30** : Diagramme Si/Al (en cation) établi par KHOSHIRO (1960) pour les pyroxènes des roches intrusives ultrabasiques et basiques des Jbilette centrales.
- Fig.III-31** : Diagramme Al/Ti (en cation) établi par KHOSHIRO (1960) pour les pyroxènes des roches intrusives ultrabasiques et basiques des Jbilette centrales.
- Fig.III-32** : Diagramme SiO₂/Al₂O₃ (oxydes) de LEBAS (1962) pour les pyroxènes des roches intrusives ultrabasiques et basiques des Jbilette centrales.
- Fig.III-33 a et b** : Diagramme Ti/Ca+Na et Ti+Cr/Ca (en cation) de LETERRIER et al. (1982) des Cpx des roches intrusives ultrabasiques et basiques des Jbilette centrales.
- Fig.III-34 A et B** : Courbes de variations des moyennes des clinopyroxènes des roches intrusives ultrabasiques et basiques des Jbilette centrales.

2^{ème} PARTIE : GÉOCHIMIE

CHAPITRE IV : MESETA OCCIDENTALE

- Fig.IV-1** : Spectromètre à plasma. ICP-ES ISA Jobin-Yvon JY 70 Plus.
- Fig.IV-2** : Diagrammes théoriques de variation de deux éléments i et j hygromagmaphiles (TREUIL et VARET, 1973).
- Fig.IV-3** : Diagramme théorique de variation du rapport de deux éléments i et j hygromagmaphiles.
- Fig.IV-4** : Classement des éléments étudiés en fonction de leur caractère hygromagmaphile H.
- Fig.IV-5** : Diagrammes multi-éléments de basaltes océaniques normalisés au manteau primitif (SUN et McDOUNOUGH, 1989).
- Fig.IV-6** : Diagramme multi-éléments du verre altéré normalisés au verre frais de même échantillon 2IID35-5 (BIENVENU et al., 1990).

- Fig.IV-7** : Modèle de TATSUMI (1989) montrant la génération des magmas dans les zones de subduction.
- Fig.IV-8** : Modèle pétrogénétique de WYLLIE et SEKINE (1982).
- Fig.IV-9** : Diagramme inter-éléments tantale-thorium généralisé.
- Fig.IV-10** : Diagrammes discriminants La/Ba, La/Th, La/Nb de GILL (1981) pour les roches volcaniques.
- Fig.IV-11** : Diagramme multi-éléments de xénolithe normalisés au MORB appauvri défini par WOOD (1979).
- Fig.IV-12** : Diagrammes multi-éléments normalisés (BOUGAULT et al., 1985).
- Fig.IV-13** : Diagramme triangulaire Th-Hf/3-Ta (modifié d'après WOOD, 1980).
- Fig.IV-14** : Diagramme triangulaire Th-Tb*3-Ta*2 (CABANIS, 1986).
- Fig.IV-15** : Diagrammes de HARKE de variation des oxydes en fonction de SiO₂ pour les roches magmatiques des Jbilette centrales.
- Fig.IV-16** : Position des roches magmatiques des Jbilette centrales dans le diagramme (YODER et TILLY, 1962).
- Fig.IV-17** : Diagrammes de MYASHIRO (1975) à paramètres SiO₂, FeO* (Fer total), TiO₂ en fonction de l'indice de différenciation FeO*/MgO pour les roches magmatiques des Jbilette centrales.
- Fig.IV-18** : Diagramme A.F.M. de NOKKOLDS et ALLEN (1953) pour les roches magmatiques des Jbilette centrales.
- Fig.IV-19** : Position des roches magmatiques des Jbilette centrales dans le diagramme K₂O/SiO₂ (PECCERILLO et TAYLOR, 1976, modifié par MAURY, 1984).
- Fig.IV-20** : Position des roches magmatiques des Jbilette centrales dans le diagramme de PEARCE et CANN (1973).
- Fig.IV-21** : Diagrammes inter-éléments Ta/Th, La/Th (JORON et TREUIL, 1977) pour les roches magmatiques des Jbilette centrales.
- Fig.IV-22** : Diagramme théorique Log/Log entre un élément de transition de coefficient de répartition solide/liquide élevé et un élément fortement hygromagmaphile (d'après JORON et al., 1978).
- Fig.IV-23** : Diagrammes inter-éléments Log (Ni, Co, Cr, Sc) en fonction de Log Zr pour les roches magmatiques des Jbilette centrales (d'après JORON et TREUIL, 1977).
- Fig.IV-24** : Concentration en Nb, Zr et Y (ppm) en fonction des teneurs en silice (poids d'oxydes).
- Fig.IV-25** : Diagrammes inter-éléments Log (Y, Zr, Nb) en fonction de SiO₂ pour les roches magmatiques des Jbilette centrales (d'après HARRIS, 1982).

- Fig.IV-26 : A** - Diagrammes multi-éléments normalisés au manteau primitif (SUN et McDOUNOUGH, 1989) des roches basiques des Jbilette centrales. **B** - Spectres des terres rares (normés aux chondrites) des roches basiques des Jbilette centrales. **C** - Diagrammes multi-éléments normalisés MORB (PEARCE, 1983) des roches basiques des Jbilette centrales.
- Fig.IV-27 :** Diagrammes multi-éléments normalisés au manteau primitif (SUN et McDOUNOUGH, 1989) des roches acides des Jbilette centrales.
- Fig.IV-28 :** Spectres des terres rares (normés aux chondrites) des roches acides des Jbilette centrales.
- Fig.IV-30 : A** - Position des roches magmatiques des Jbilette centrales dans le diagramme discriminant Th/Yb en fonction de Ta/Yb (in WILSON, 1989). **B** - Position des roches magmatiques des Jbilette centrales dans le diagramme discriminant Y/Nb en fonction de Y/Nb (in WILSON, 1989).
- Fig.IV-31 :** Diagrammes de variation des alcalins (Na₂O, K₂O) en fonction de H₂O+ (perte au feu 1000°C-105°C) des laves du Maroc central.
- Fig.IV-32 :** Diagrammes de MIYASHIRO (1975) montrant les variations de FeO* et TiO₂ en fonction de FeO*/MgO pour les laves du Maroc central.
- Fig.IV-33 :** Position des roches magmatiques du Maroc central (bassin du Fourhal) dans le diagramme A.F.M. de NOCKOLDS et ALLEN (1953).
- Fig.IV-34 :** Diagrammes inter-éléments à élément de transition (Cr, Sc, Co, Ni) en fonction de SiO₂ pour les roches magmatiques du Maroc central (bassin du Fourhal).
- Fig.IV-35 :** Position des roches magmatiques du Maroc central (bassin du Fourhal) dans le diagramme de PEARCE et CANN (1973).
- Fig.IV-36 :** Diagrammes inter-éléments Log(Ni, Co, Cr, Sc) en fonction de Log Zr pour les roches magmatiques du Maroc central (bassin du Fourhal) ; d'après JORON et TREUIL (1977).
- Fig.IV-37 : A** - Diagrammes multi-éléments normalisés au manteau primitif (SUN et McDOUNOUGH, 1989) des roches magmatiques du Maroc central (bassin du Fourhal). **B** - Spectres des terres rares (normés aux chondrites) des roches magmatiques du Maroc central (bassin du Fourhal).
- Fig.IV-38 :** Diagrammes inter-éléments à élément de transition (Cr, Sc, Co, Ni) en fonction de SiO₂ pour les roches magmatiques des Rehamna.
- Fig.IV-39 :** Position des roches magmatiques des Rehamna dans les diagrammes discriminants La/Ba, La/Nb de GILL (1981).
- Fig.IV-40 : A** - Diagrammes multi-éléments normalisés au manteau primitif (SUN et McDOUNOUGH, 1989) des roches magmatiques des Rehamna. **B** - Spectres des terres rares (normés aux chondrites) des roches magmatiques du Maroc central (bassin du Fourhal). **C** - Diagrammes multi-éléments normalisés au MORB (PEARCE, 1983) des roches magmatiques des Rehamna.

- Fig.IV-41 :** Diagrammes de MIYASHIRO (1975) montrant les variations de SiO₂, FeO* et TiO₂ en fonction de FeO*/MgO pour les laves du Maroc central.
- Fig.IV-42 :** Diagrammes inter-éléments Ta/Th (fig-A), LogTh / LogTa (fig-B) (JORON et TREUIL, 1977).
- Fig.IV-43 :** Diagrammes inter-éléments Hf/Th (fig-A), Log Hf / LogTh (fig-B) (JORON et TREUIL, 1977) montrant les corrélations linéaires entre éléments hygromagmaphiles des laves du bassin de Sidi Bettache.
- Fig.IV-44 :** Diagramme inter-éléments Log/Log entre un élément de transition (Cr, Co, Ni) et un élément fortement hygromagmaphile (Th).
- Fig.IV-45 :** Diagrammes multi-éléments normalisés au manteau primitif (SUN et McDOUNOUGH, 1989) des roches magmatiques du bassin de Sidi Bettache.
- Fig.IV-46 :** Spectres des terres rares (normés aux chondrites) de l'ensemble des laves du bassin de Sidi Bettache.
- Fig.IV-47 :** Diagramme multi-éléments d'une roche altérée normalisés à son équivalent roche moins altérée du même affleurement (BIENVENU et al., 1990).

CHAPITRE V : MESETA ORIENTALE

- Fig.V-1, 2 & 3 :** Diagrammes de HARKE de variation des oxydes en fonction de SiO₂ pour les laves de Jerada.
- Fig.V-4 :** Diagrammes de variation des alcalins en fonction de H₂O+ (perte à 1000°C-105°C) des laves de Jerada.
- Fig.V-5 :** Diagrammes multi-éléments d'une roche altérée normalisés à son équivalent roche moins altérée de même affleurement (BIENVENU et al., 1990).
- Fig.V-6 :** Diagrammes de HARKE de variation des oxydes en fonction de SiO₂ pour les laves de Tancherfi.
- Fig.V-7 :** Diagrammes de HARKE de variation des oxydes en fonction de SiO₂ pour les laves du Mekam.
- Fig.V-8 :** Diagrammes de variation des alcalins (Na₂O, K₂O) en fonction de H₂O+ pour les laves du Tazekka.
- Fig.V-9 :** Diagrammes de HARKE de variation des oxydes en fonction de SiO₂ pour les laves du Tazekka.
- Fig.V-10 :** Diagrammes de MIYASHIRO (1975) montrant les variations de SiO₂, FeO* et TiO₂ en fonction de FeO*/MgO pour les laves de la Meseta orientale.
- Fig.V-11 :** Diagramme A.F.M de NOCKOLDS et ALLEN (1953) pour l'ensemble des laves de la Meseta orientale.
- Fig.V-12 :** Diagrammes inter-éléments Log (Ni, Co, Cr, Sc) en fonction de Log Zr pour les laves de Jerada (d'après JORON et TREUIL, 1977).

- Fig.V-13** : Position des laves de Jerada dans les diagrammes discriminants La/Ba, La/Nb, La/Th de GILL (1981).
- Fig.V-14** : Position de l'ensemble des laves de la Meseta orientale dans les diagrammes discriminants La/Ba, La/Nb, La/Th de GILL (1981).
- Fig.V-15** : Diagramme inter-éléments Ta/Th pour les laves de la Meseta orientale (d'après JORON et TREUIL, 1977).
- Fig.V-16** : Diagrammes inter-éléments Log (Y, Zr, Nb) en fonction de SiO₂ pour l'ensemble des laves de la Meseta orientale (d'après HARRIS, 1982).
- Fig.V-17A** : Diagrammes multi-éléments normalisés au manteau primitif (SUN et McDOUNOUGH, 1989) des laves intermédiaires de Jerada.
- Fig.V-17 B** : Spectres des terres rares (normés aux chondrites) des laves intermédiaires de Jerada.
- Fig.V-17C** : Diagrammes multi-éléments normalisés au manteau primitif (SUN et McDOUNOUGH, 1989) des laves acides (rhyolites et ignimbrites) de Jerada.
- Fig.V-17D** : Spectres des terres rares (normés aux chondrites) des laves acides (rhyolites et ignimbrites) de Jerada.
- Fig.V-18A** : Diagrammes multi-éléments normalisés au manteau primitif (SUN et McDOUNOUGH, 1989) de l'ensemble des laves de la Meseta orientale
- Fig.V-18B** : Spectres des laves des terres rares (normés aux chondrites) de l'ensemble des laves de la Meseta orientale.
- Fig.V-19** : Diagrammes multi-éléments d'une roche altérée normalisés à son équivalent roche moins altérée de même affleurement (BIENVENU et al., 1990).
- Fig.V-20** : Diagrammes inter-éléments entre un élément compatible (Co, MgO, Sc) et un élément incompatible (Zr) pour les laves de Tancherfi (d'après FICHAUT et al., 1989).
- Fig.V-21** : Diagrammes multi-éléments normalisés au manteau primitif (SUN et McDOUNOUGH, 1989) des laves de Tancherfi.
- Fig.V-21E** : Diagramme multi-éléments normalisés au manteau primitif (SUN et McDOUNOUGH, 1989) de l'ensemble des laves de Tancherfi.
- Fig.V-22** : Diagrammes multi-éléments d'une roche altérée normalisés à son équivalent roche moins altérée de même affleurement (BIENVENU et al., 1990).
- Fig.V-23 A & B** : Diagrammes inter-éléments entre un élément compatible (Sc, Cr, Co) et un élément incompatible (fig.A : Zr ; fig.B : La) pour les laves du Mekam (d'après FICHAUT et al., 1989).
- Fig.V-23 C** : Diagrammes inter-éléments entre un élément compatible (Ni, Cr, Co) et SiO₂ pour les laves du Mekam (d'après FICHAUT et al., 1989).
- Fig.V-24** : **A-** Diagrammes multi-éléments normalisés au manteau primitif (SUN et McDOUNOUGH, 1989) des laves basiques du Mekam. **B-** Spectres des terres rares (normés aux chondrites) des laves basiques du Mekam.

- Fig.V-24 C** : Diagrammes multi-éléments normalisés au MORB appauvri défini par PEARCE (1983) des laves basiques du Mekam.
- Fig.V-25** : **A-** Diagrammes multi-éléments normalisés au manteau primitif (SUN et McDOUNOUGH, 1989) des laves intermédiaires du Mekam. **B-** Spectres des terres rares (normés aux chondrites) des laves intermédiaires du Mekam.
- Fig.V-25 C** : Diagrammes multi-éléments normalisés au MORB-appauvri défini par PEARCE (1983).
- Fig.V-25 D** : Diagrammes multi-éléments normalisés au manteau primitif (SUN et McDOUNOUGH, 1989) des laves acides du Mekam.
- Fig.V-26** : Diagrammes multi-éléments d'une roche altérée normalisés à son équivalent roche moins altérée de même affleurement (BIENVENU et al., 1990).
- Fig.V-27** : Diagrammes inter-éléments entre un élément compatible (Ni, Sc, Cr, Co) et SiO₂ pour les laves du Tazekka (d'après FICHAUT et al., 1989).
- Fig.V-28** : Diagramme inter-élément Th/Ta des laves du Tazekka (JORON et TREUIL, 1977).
- Fig.V-29** : Diagrammes inter-éléments entre un élément compatible (Ni, Sc, Co) et un élément incompatible (Zr) pour les laves du Tazekka (d'après FICHAUT et al., 1989).
- Fig.V-30** : **A-** Diagrammes multi-éléments normalisés au manteau primitif (SUN et McDOUNOUGH, 1989) des laves basaltiques du Tazekka. **B-** Spectres des terres rares (normés aux chondrites) des laves basaltiques du Tazekka.
- Fig.V-31** : **A-** Diagrammes multi-éléments normalisés au manteau primitif (SUN et McDOUNOUGH, 1989) des laves andésitiques de Douar Tsaima (Tazekka). **B-** Spectres des terres rares (normés aux chondrites) des laves andésitiques de Douar Tsaima (Tazekka).
- Fig.V-32** : **A-** Diagrammes multi-éléments normalisés au manteau primitif (SUN et McDOUNOUGH, 1989) des ignimbrites du Tazekka. **B-** Spectres des terres rares (normés aux chondrites) des ignimbrites du Tazekka.
- Fig.V-32** : **A-** Diagrammes multi-éléments normalisés au manteau primitif (SUN et McDOUNOUGH, 1989) des ignimbrites du Tazekka. **B-** Spectres des terres rares (normés aux chondrites) des ignimbrites du Tazekka.
- Fig.V-32 C** : Spectres des terres rares (normés aux chondrites) de l'ensemble des laves du Tazekka.
- Fig.V-33** : Diagramme inter-éléments Th/Ta de l'ensemble des laves de la Meseta orientale (JORON et TREUIL, 1977).
- Fig.V-34** : Diagrammes multi-éléments normalisés au MORB-appauvri défini par PEARCE (1983).

CHAPITRE VI : DISCUSSION ET CONCLUSIONS GENERALES

Fig.VI-1 : Schéma illustrant la genèse des séries volcaniques et hypovolcaniques dévono-dinantiennes de la Meseta marocaine.

n° échantillon	F83-9	F83-29	F83-44	F83-45	F84-111B
SiO ₂	68,700	80,500	60,500	63,300	69,300
TiO ₂	0,870	0,180	1,520	0,890	0,510
Al ₂ O ₃	16,500	11,900	13,200	13,200	12,100
Fe ₂ O ₃	1,000	0,700	13,800	9,600	2,900
MnO	0,056	0,014	0,203	0,088	0,074
MgO	2,500	0,270	1,110	0,630	0,250
CaO	1,800	1,900	6,000	4,200	4,700
Na ₂ O	6,000	4,260	3,330	3,520	4,880
K ₂ O	0,900	0,320	0,980	1,210	0,660
H ₂ O+	2,560	0,480	0,280	4,320	3,380
TOTAL	100,890	100,520	100,920	100,960	98,750
Rb	25,500	7,000	36,500	32,700	34,900
Cs	0,830	0,230	2,400	2,400	2,400
Sr	305,000	424,000	111,000	108,000	171,000
Ba	84,000	208,000	293,000	293,000	186,000
Sc	9,100	3,100	40,400	23,900	11,900
V	114,000	8,000	13,000	9,200	5,400
Cr	77,200	12,300	9,000	9,300	3,200
Co	1,100	2,300	19,800	4,100	7,600
Ni	56,000	8,000	25,400	35,500	3,700
Y	62,000	110,000	83,400	95,200	95,500
Zr	233,000	394,000	326,000	816,000	899,000
Hf	6,400	13,800	8,200	21,900	23,800
Th	13,600	23,500	9,800	19,300	26,000
Ta	1,430	2,150	1,190	1,570	1,880
U		3,900		4,200	4,600
La	59,100	48,000	36,200	46,800	75,000
Ce	146,000	147,000	78,000	117,000	162,000
Sm	12,200	15,100	12,500	16,400	20,900
Eu	1,600	2,400	3,450	3,200	3,200
Tb	1,350	2,500	2,200	2,700	3,100
Yb	4,500	13,600	8,200	11,700	11,000
Lu	0,800	1,200	2,600	0,700	0,700
Th/La	9,510	10,930	8,235	12,293	13,830
Th/La	0,230	0,490	0,271	0,412	0,347
Th/Hf	2,125	1,703	1,195	0,881	1,092
Hf/Th	0,471	0,587	0,837	1,135	0,915
La/Ta	41,329	22,326	30,420	29,809	39,894
La/Nb	2,583	1,395	1,901	1,863	2,493
(Th/Ta)N	4,588	5,273	3,973	5,930	6,671
(Th/Hf)N	7,727	6,192	4,346	3,205	3,972
(Ta/Hf)N	1,680	1,171	1,091	0,539	0,594
La/Yb	13,133	3,529	4,415	4,000	6,818
La/Sm	4,844	3,179	2,896	2,854	3,589
(La/Yb)N	9,381	2,521	3,153	2,857	4,870
(La/Sm)N	3,125	2,051	1,868	1,841	2,315

Tab.IV-5 B : Analyses chimiques (en roche totale) des roches volcaniques acides des Jbilette centrales. Analyses par activation neutronique (par J.L JORON, à Saclay) des éléments : U, Th, Hf, Ta, Cs, Rb, La, Ce, Sm, Eu, Tb, Yb, Lu

n°échantillon	F851	F853	F854C	F855	F857	F859	F8525	F8529	F8530	F8531	F8532	F8533	F8539
SiO2	50,100	48,700	48,300	47,900	48,200	46,900	46,200	46,000	45,600	46,000	48,900	48,000	46,300
TiO2	2,290	1,310	2,600	1,150	2,550	2,080	2,140	2,230	2,360	1,940	1,620	1,850	1,600
Al2O3	16,100	16,800	14,900	18,300	17,500	17,700	15,300	15,200	15,600	15,900	15,600	14,700	12,400
Fe2O3	10,600	9,500	15,200	10,400	8,500	8,000	12,500	13,000	13,400	12,000	10,400	11,100	11,300
MnO	0,163	0,152	0,178	0,156	0,132	0,122	0,200	0,188	0,219	0,188	0,171	0,205	0,177
MgO	5,090	6,130	3,580	5,810	5,740	6,940	7,560	7,830	7,530	8,180	7,990	7,670	10,800
CaO	8,100	9,600	7,300	10,100	6,500	6,800	9,900	9,300	9,200	10,200	10,300	10,000	8,700
Na2O	4,240	3,960	4,840	3,240	4,700	4,470	2,940	3,370	2,650	3,190	2,650	2,480	1,330
K2O	1,080	0,560	0,570	0,980	1,460	1,280	0,230	0,250	0,100	0,410	0,250	0,240	0,020
P2O5													
H2O+	2,180	3,470	2,480	2,270	3,990	4,840	3,210	3,280	3,500	1,950	1,990	1,930	6,330
TOTAL	100,090	100,430	100,270	100,500	99,510	99,350	100,280	100,850	100,860	100,070	100,050	98,220	99,090
Rb				13,800					2,600				11,500
Sr	332,000	235,000	211,000	431,000	367,000	533,000	236,000	300,000	198,000	224,000	247,000	187,000	136,000
Cs				10,100					1,500				1,700
Ba	209,000	51,000	83,600	54,200	265,000	431,000	73,900	149,000	52,200	115,000	60,800	54,100	49,000
Sc	33,300	52,600	37,900	36,100	23,700	19,100	39,100	36,600	42,400	45,300	25,600	28,900	25,500
V	310,000	233,000	462,000	194,000	234,000	188,000	326,000	332,000	358,000	300,000	242,000	280,000	243,000
Cr	46,000	325,000	7,300	287,000	105,000	120,000	232,000	255,000	253,000	504,000	280,000	255,000	481,000
Co	32,600	33,200	50,600	41,700	30,300	35,900	50,000	50,800	41,800	44,300	36,500	43,000	62,800
Ni	45,900	38,500	34,600	70,200	60,700	108,000	84,100	147,000	80,400	72,900	165,000	164,000	292,000
Y	35,100	23,400	40,000	23,000	27,800	22,600	40,500	40,400	44,700	35,800	30,500	33,600	29,700
Zr	213,000	83,400	173,000	92,300	261,000	212,000	179,000	154,000	181,000	127,000	126,000	124,000	151,000
Nb	12,100	4,500	9,800	3,800	34,500	30,000	5,900	5,800	5,600	7,600			
Hf				2,100					4,100				3,400
Th				0,570					0,760				0,900
Ta				0,360					0,410				0,340
U				0,190					0,180				0,180
La	12,900	2,800	7,100	2,700	21,800	22,000	11,400	11,800	18,100	8,600	2,500	4,600	4,800
Ce	42,400	20,800	44,500	16,800	61,400	49,500	52,000	59,200	51,400	46,100	31,000	39,100	43,600
Sm				3,900					5,300				4,600
Eu				1,260					1,820				2,300
Tb				0,610					1,070				0,900
Yb	4,000	2,500	4,900	2,500	3,000	2,200	4,900	4,800	5,400	4,300	3,700	4,300	3,600
Lu						0,200	0,100		0,200		0,400	0,400	0,300
Th/Ta				1,583					1,854				2,647
Yb/Nb	0,331	0,556	0,500	0,658	0,087	0,073	0,831	0,828	0,964	0,566			
La/Yb	3,225	1,120	1,449	1,080	7,267	10,000	2,327	2,458	3,352	2,000	0,676	1,070	1,333
(La/Sm)N				0,387					1,913				0,584
La/Nb	1,066	0,622	0,724	0,711	0,632	0,733	1,932	2,034	3,232	1,132			
Ba/La	16,202	18,214	11,775	20,074	12,156	19,591	6,482	12,627	2,884	13,372	24,320	11,761	10,208
Y/Nb	2,901	5,200	4,082	6,053	0,806	0,753	6,864	6,966	7,982	4,711			

Tab.IV-6 : Analyses chimiques (en roche totale) des roches volcaniques du Maroc central.

	F8540	F8541	F8542	F8545	F8546	F8547	F875	F876	F8715	F8723	F8727	F8733	F8734	F8736	F8744A	F8746
SiO2	48,000	49,500	48,200	46,200	45,400	50,500	49,200	44,700	48,500	49,100	50,400	48,100	46,600	48,300	44,500	52,900
TiO2	1,930	1,990	1,910	1,740	1,560	2,560	1,220	0,810	1,250	2,030	2,310	1,860	1,810	1,830	1,920	1,870
Al2O3	14,200	14,500	14,200	13,500	14,600	13,900	14,900	17,300	17,200	16,300	15,500	15,500	15,400	15,100	17,300	12,800
Fe2O3	11,000	11,400	11,000	10,800	10,500	12,600	9,800	9,700	10,000	10,100	9,900	10,900	10,600	10,800	10,300	12,500
MnO	0,190	0,202	0,196	0,167	0,180	0,169	0,142	0,123	0,157	0,162	0,178	0,166	0,162	0,174	0,121	0,183
MgO	6,520	6,740	6,090	6,780	6,900	5,880	6,320	11,200	9,560	6,430	6,510	7,010	7,130	6,920	3,910	2,690
CaO	11,700	11,000	13,700	9,500	10,300	4,600	10,300	8,900	5,400	8,700	7,700	6,800	7,500	9,600	7,900	5,300
Na2O	2,330	2,600	2,040	1,980	2,170	5,040	3,440	2,030	4,260	3,260	4,110	4,770	2,570	2,580	5,450	3,840
K2O	0,021	0,090	0,090	0,110	0,150	0,310	0,610	0,330	0,310	0,700	0,830	0,080	0,140	0,170	0,140	0,140
P2O5							0,180	0,150	0,190	0,410	0,430	0,330	0,260	0,310	0,280	0,750
H2O+	2,800	2,390	2,990	8,120	8,240	3,440	2,140	4,320	4,220	2,780	2,140	3,500	6,110	3,590	6,650	5,790
TOTAL	98,730	100,470	100,460	98,940	100,040	99,090	98,260	99,570	101,010	100,100	100,120	99,090	98,400	99,760	98,540	98,830
Rb																
Sr	328,000	245,000	254,000	269,000	235,000	354,000	249,000	219,000	396,000	456,000	231,000	804,000	270,000	226,000	251,000	122,000
Cs																
Ba	103,000	33,200	17,500	42,200	68,400	233,000	89,300	74,700	117,000	283,000	98,500	127,000	127,000	60,800	45,800	23,100
Sc	34,600	35,500	35,800	32,600	27,100	36,100	51,600	20,400	32,100	34,600	37,800	37,000	32,900	37,400	39,700	22,700
V	202,000	313,000	302,000	286,000	247,000	355,000	240,000	126,000	194,000	290,000	310,000	290,000	290,000	299,000	302,000	70,700
Cr	241,000	231,000	236,000	268,000	209,000	102,000	458,000	201,000	220,000	219,000	252,000	289,000	253,000	264,000	311,000	10,100
Co	43,900	39,500	38,000	54,900	45,100	30,300	37,000	52,800	48,400	41,200	40,600	41,700	46,700	43,100	48,300	26,600
Ni	88,400	72,900	55,000	116,000	92,300	24,000	44,000	310,000	144,000	86,700	73,600	94,200	111,000	82,900	152,000	18,800
Y	36,400	36,200	36,000	32,700	31,500	44,400	23,500	14,000	22,700	32,200	34,400	32,600	32,000	35,500	32,700	75,200
Zr	156,000	157,000	156,000	137,000	125,000	278,000	90,100	56,600	105,000	199,000	223,000	161,000	144,000	165,000	166,000	430,000
Nb			2,700		3,900	16,700				9,400	10,600	5,300	2,800	3,200		12,200
Hf																
Th																
Ta																
U																
La	2,500	2,500	5,800	2,500	3,900	14,400	4,800	6,900	10,000	19,000	17,100	13,100	12,800	12,800	21,500	32,300
Ce	42,000	42,600	46,800	38,600	48,400	60,400	18,000	10,000	16,300	24,100	36,100	27,300	26,100	24,900	35,800	71,500
Sm																
Eu			1,900		1,100	2,000										
Tb																
Yb	4,700	4,700	4,800	4,000	3,700	5,500	2,900	1,900	2,900	4,000	4,200	4,200	4,000	4,200	4,100	8,600
Lu	0,300	0,300	0,300	0,200	0,300		0,200	0,400	0,500	0,600	0,300	0,500	0,500	0,600	0,400	0,400
Th/Ta										0,426	0,396	0,792	1,429	1,313		0,705
Yb/Nb			1,778		0,949	0,329				4,071	4,071	3,119	3,200	3,048	5,244	3,756
La/Yb	0,532	0,532	1,208	0,625	1,054	2,618	1,655	3,632	3,448	4,750	4,750	3,119	3,200	3,048	5,244	3,756
(La/Sm)N																
La/Nb			2,148		1,000	0,862				2,021	1,613	2,472	4,571	4,000		2,648
Ba/La	41,200	9,280	3,017	16,880	17,538	16,181	18,604	10,826	11,700	14,895	5,760	9,695	9,922	4,750	2,130	0,715
Y/Nb			13,333		8,077	2,659				3,426	3,245	6,151	11,429	11,094		6,164

Tab.IV-6 : Analyses chimiques (en roche totale) des roches volcaniques du Maroc central.

n°échantillon	F-84-KD 16	F-11-A	F-89-1	F-89-4	F-89-6	F-89-7	F-89-9	F-89-10	F-89-11
SiO ₂	44,90	45,30	45,20	44,40	38,20	37,90	47,50	46,85	46,70
TiO ₂	1,13	1,05	1,40	1,17	1,31	1,22	1,87	1,88	1,85
Al ₂ O ₃	17,30	16,30	16,75	17,70	16,22	17,68	15,00	15,00	15,10
Fe ₂ O ₃	9,60	10,30	7,94	11,67	11,58	9,48	10,85	10,97	10,45
MnO	0,16	0,14	0,09	0,14	0,15	0,16	0,17	0,16	0,14
MgO	8,39	8,96	8,62	8,79	6,52	4,48	4,62	4,57	4,59
CaO	8,70	8,50	6,49	5,60	9,27	12,93	5,95	6,38	7,03
Na ₂ O	2,60	2,50	3,60	2,26	2,95	2,10	4,75	4,66	4,93
K ₂ O	0,60	0,70	1,27	1,73	1,62	2,14	0,23	0,23	0,36
P ₂ O ₅			0,20	0,16	0,18	0,16	0,60	0,60	0,51
H ₂ O+	4,01	4,60	7,78	6,16	11,46	11,62	7,52	7,84	7,79
Total	97,89	98,36	99,54	99,79	99,46	99,87	99,05	99,13	99,45
Pb			49,00	30,00	24,00	29,00	7,00	6,00	8,00
Sr			972,00	500,00	604,00	568,00	602,00	681,00	800,00
Ba			2300,00	468,00	245,00	355,00	116,00	124,00	187,00
Sc			33,00	41,00	31,00	29,00	19,00	19,00	18,00
V			179,00	180,00	192,00	184,00	218,00	216,00	210,00
Cr			180,00	240,00	193,00	198,00	59,00	60,00	36,00
Co			34,00	45,00	45,00	42,00	35,00	35,00	31,00
Ni			138,00	137,00	104,00	100,00	55,00	56,00	46,00
Y			25,50	19,00	24,00	19,00	24,00	22,50	23,00
Zr			106,00	85,00	102,00	62,00	153,00	149,00	153,00
Nb			4,70	3,00	7,60	4,30	24,75	25,25	24,40
La			6,90	5,10	8,10	5,95	49,00	47,27	54,25
Nd			14,00	10,00	14,00	10,00	46,00	45,00	49,00
Eu			1,15	1,20	1,25	1,30	2,40	2,40	2,50
Dy			4,50	3,70	4,40	3,40	4,70	4,50	4,30
Er			2,40	2,00	2,50	1,90	2,20	1,90	2,40
Yb			2,40	1,88	2,30	1,78	1,75	1,77	1,65
Y/Nb			5,426	6,333	3,158	4,419	0,970	0,891	0,943
(La/La)N			10,044	7,424	11,790	8,661	71,325	68,806	78,967
(Yb/Yb)N			4,868	3,813	4,665	3,611	3,550	3,590	3,347
(La/Yb)N			2,063	1,947	2,527	2,399	20,093	19,165	23,594
(Nb/Zr)N			0,698	0,555	1,172	1,091	2,545	2,666	2,509
(La/Nb)N			0,526	0,609	0,382	0,495	0,709	0,670	0,796
La/Nb			1,468	1,700	1,066	1,384	1,980	1,872	2,223

Tab.IV- 7 : Analyses chimiques (en roche totale) des roches volcaniques des Rehamna.

n°échantillon	F-79-32	F-79-54C	AP-75-220	F-79-2	F-79-35	F-79-36	F-79-37	F-79-22	F-79-23	F-79-25	F-79-26	F-79-29	F-79-21	AC76-136-2	AC76-136-8
SiO ₂	47,500	40,700	48,600	48,200	42,600	45,300	45,600	38,030	41,500	46,400	36,700	39,600	35,700	36,600	41,200
TiO ₂	1,560	1,280	1,450	2,240	1,460	1,520	2,070	1,350	1,400	1,630	1,180	1,710	2,920	3,040	3,460
Al ₂ O ₃	15,000	12,900	12,900	18,100	14,500	16,100	15,900	14,200	17,100	16,800	14,800	16,700	14,400	14,700	18,200
Fe ₂ O ₃	8,760	10,350	11,300	11,610	8,700	7,960	9,410	8,550	13,560	10,230	10,750	10,460	10,000	14,400	20,900
MnO	0,240	0,420	0,260	0,190	0,170	0,140	0,200	0,150	0,210	0,130	0,170	0,220	0,340	0,280	0,530
MgO	7,930	5,440	10,100	4,560	10,500	7,750	6,830	4,200	6,410	4,750	6,930	8,910	3,840	3,480	3,880
CaO	4,700	13,400	6,900	2,200	7,600	8,200	7,000	13,200	6,200	5,100	10,900	6,600	11,500	12,000	2,300
Na ₂ O	4,010	2,900	2,130	5,200	2,630	3,550	4,690	4,560	3,190	5,830	3,020	2,340	5,050	4,230	4,400
K ₂ O	0,170	0,220	0,150	0,390	0,230	0,870	0,260	0,270	1,350	0,480	0,670	0,810	0,120	0,130	0,210
H ₂ O+	6,870	10,600	7,200	5,530	6,850	5,670	5,760	9,820	8,040	5,590	9,200	9,680	9,360	9,250	5,470
TOTAL	97,840	101,010	101,000	98,720	96,430	98,060	98,620	97,250	99,000	97,870	96,550	98,430	96,900	100,350	100,550
Pb	2,900	6,100		4,000	3,000	38,000	8,400	4,400	14,300	6,000	12,200	6,300			64,000
Cs	1,980	0,140	2,270	0,750	0,620	2,500	0,650	0,330	2,160	1,160	2,660	3,510	0,490	0,490	0,580
Sr	206,000		499,000	0,000	411,000	509,000	276,000	606,000	269,000	483,000	945,000	533,000		282,000	283,000
Ba	24,000	20,000	34,000	8,000	49,000	132,000	321,000	234,000	310,000	197,000	281,000	14,000		18,000	80,000
Sc	28,000	23,400	21,700	33,200	27,600	29,100	26,800	31,400	34,000	35,000	29,600	33,300	31,600	31,300	39,800
V	236,000			537,000	197,000	206,000	206,000	334,000	278,000	238,000	307,000	287,000	430,000	532,000	455,000
Cr	467,000	597,000	448,000	208,000	38,000	265,000	151,000	237,000	452,000	224,000	369,000	499,000	127,000	124,000	170,000
Co	50,700	55,400	53,800	34,500	29,000	35,500	31,900	41,200	63,100	46,200	52,800	58,400	35,800	35,600	48,800
Ni	258,000	425,000	382,000	119,000	258,000	167,000	94,000	81,000	192,000	73,000	165,000	304,000	49,000	37,000	77,000
Y	20,000			25,000	26,000	29,000	41,000	22,000	22,000	27,000	23,000	26,000	36,000		
Zr	82,000	115,000	80,000	201,000	126,000	183,000	324,000	107,000	118,000	147,000	94,000	183,000	286,000	306,000	367,000
Hf	2,310	1,850	2,000	4,080	2,330	3,300	5,130	2,620	2,910	3,160	2,430	3,300	5,300	6,000	6,750
Th	0,470	0,330	0,310	0,790	0,280	0,490	0,950	1,060	1,160	1,230	0,860	2,430	2,330	2,800	3,210
Ta	0,450	0,380	0,340	1,050	0,410	0,500	0,770	0,420	0,430	0,570	0,350	0,750	2,420	3,000	3,220
U	0,130	0,150	0,000	0,160	0,160	0,150	0,280	0,330	0,330	0,240	0,160	0,510	0,950	1,340	1,530
La	4,900	4,800	4,200	13,800	6,100	7,400	12,400	11,200	12,000	14,900	10,800	23,200	30,000	26,200	41,800
Ce	12,000	14,000	11,000	30,000	18,000	20,000	32,000	21,000	24,000	30,000	25,000	49,000	68,000	59,000	99,000
Sm	2,700	2,800	2,800	4,600	3,300	3,600	6,000	3,000	3,200	4,000	2,940	4,300	6,500	6,800	13,600
Eu	1,010	1,100	1,160	2,040	1,480	1,720	2,070	1,330	1,460	1,580	1,390	1,690	2,500	2,750	4,800
Tb	0,580	0,500	0,570	0,830	0,670	0,880	1,070	0,570	0,640	0,700	0,620	0,690	0,990	1,090	1,970
Yb	2,100	1,950	2,200	2,650	2,900	3,900	5,400	2,600	2,500	2,800	2,800	2,800	4,000	5,300	7,100
Lu	0,340	0,280	0,320	0,360	0,460	0,600	0,700	0,390	0,440	0,480	0,410	0,440	0,680	0,530	1,000
Th/Ta	1,044	0,868	0,912	0,752	0,683	0,980	1,234	2,524	2,698	2,158	2,457	3,240	0,963	0,933	0,997
(Th/Ta)N	0,504	0,419	0,440	0,363	0,329	0,473	0,595	1,217	1,301	1,041	1,185	1,563	0,464	0,450	0,481
Ta/Hf	0,195	0,205	0,170	0,257	0,176	0,152	0,150	0,160	0,148	0,180	0,144	0,227	0,457	0,500	0,477
(Ta/Hf)N	1,465	1,544	1,278	1,935	1,323	1,139	1,129	1,205	1,111	1,356	1,083	1,709	3,433	3,759	3,587
La/Sm	1,815	1,714	1,500	3,000	1,848	2,056	2,067	3,733	3,750	3,725	3,673	5,395	4,615	3,853	3,074
La/Yb	2,333	2,462	1,909	5,208	2,103	1,897	2,296	4,308	4,800	5,321	3,857	8,286	7,500	4,943	5,887
(La/Sm)N	1,173	1,108	0,970	1,939	1,195	1,329	1,336	2,413	2,424	2,408	2,375	3,488	2,983	2,491	1,987
(La/Yb)N	1,675	1,767	1,370	3,738	1,510	1,362	1,648	3,092	3,446	3,820	2,769	5,948	5,384	3,549	4,226
Th/Hf	0,203	0,178	0,155	0,194	0,120	0,148	0,185	0,405	0,399	0,389	0,354	0,736	0,440	0,467	0,476
Hf/Th	4,915	5,606	6,452	5,165	8,321	6,735	5,400	2,472	2,509	2,569	2,826	1,358	2,275	2,143	2,103

Tab.IV-7A-B-C-D : Analyses chimiques (en roche totale) des roches volcaniques du bassin de sidi Bettache : A = dolérites du Khorifla ; B = laves en coussin du Khorifla ; C = spilites de Beni Abid ; D = spilites de Sehoul.

CHAPITRE V : Tableaux

	F8038	F7967b	F8837	F8438	F885	F8436	F8439	F8815	F8029N	F8029L	F8812	F8029U	F8035R
SiO2	68,70	70,30	70,80	74,50	80,25	82,00	82,00	71,00	72,50	72,80	75,45	76,60	75,60
TiO2	0,47	0,50	0,37	0,15	0,23	0,22	0,20	0,45	0,38	0,16	0,16	0,27	0,56
Al2O3	14,30	14,10	14,37	13,30	10,06	9,50	9,80	13,22	11,40	13,60	13,09	10,10	12,30
Fe2O3	4,40	1,92	2,08	1,80	1,47	1,60	1,40	3,30	4,40	1,50	1,18	3,00	0,80
FeO		1,60											
MnO	0,09	0,07	0,33	0,05	0,04	0,04	0,03	0,14	0,08	0,03	0,02	0,16	0,03
MgO	1,62	1,23	1,97	0,46	0,26	0,35	0,46	0,90	0,75	0,95	0,79	1,61	0,78
CaO	2,50	2,40	0,97	3,50	0,32	0,40	0,40	1,07	0,50	0,40	0,80	0,60	0,90
Na2O	4,25	4,06	4,55	4,68	2,74	1,07	1,12	4,70	4,64	1,45	2,42	3,86	2,37
K2O	3,11	2,86	1,35	0,42	3,66	4,53	2,48	3,58	3,07	4,48	2,64	1,67	4,86
P2O5			0,10		0,05			0,13			0,05		
H2O+	1,39	1,12	2,53	0,81	0,79	0,84	1,53	1,67	0,98	2,88	3,39	1,70	1,37
TOTAL	100,83	100,14	99,42	99,67	99,87	100,55	99,42	100,16	98,70	98,25	99,99	99,57	99,73
Rb	91,00		62,00		107,00			58,00	39,70	158,00	124,00	21,50	93,00
Sr	154,00	318,00	183,00	730,00	65,00	123,00	91,40	50,00	35,00	75,00	176,00	93,00	44,00
Cs	1,36							0,41	5,70			0,73	1,45
Ba	459,00	627,00	830,00	165,00	584,00	1472,00	1177,00	445,00	454,00	567,00	410,00	1135,00	813,00
Sc	17,40		12,00	5,10	7,20	7,30	6,40	12,50	10,10	8,50	8,10	9,50	10,10
V		136,00	43,00	21,40	30,00	30,50	18,50	50,00			7,00		
Cr	3,00	22,00	16,00	10,00	50,00	2,90	1,30	42,00	3,00	2,00	16,00	13,00	12,00
Co	8,70	9,00	13,00	8,20	2,00	6,10	5,00	6,00	5,00	0,63	2,00	4,40	1,52
Ni	4,00		5,00		4,00			5,00	3,00	1,30	5,00	5,00	1,40
Y			23,00	18,60	22,00	17,90	15,40	30,00			48,00		
Zr	175,00		95,00	116,00	95,00	119,00	115,00	120,00	150,00	320,00	168,00	136,00	138,00
Nb			6,15	8,00	7,00	8,00	4,00	7,45			13,00		
Hf	3,90								4,20	8,90		3,30	3,80
Th	10,60								7,70	14,50		5,90	7,60
Ta	0,85								0,65	1,39		0,50	0,70
U	2,25								1,73	2,46		1,29	1,71
La	23,50		26,65	37,00	23,75	31,00	32,00	15,35	17,40	37,40	30,25	13,20	17,10
Ce	45,20			65,00		52,00	47,00		31,40	70,30		22,10	23,70
Nd			23,00		19,00			21,00			33,00		
Sm									3,90	9,00		2,80	3,75
Eu	0,99		0,75		0,70			1,20	1,04	1,55	1,15	0,59	0,83
Tb	0,58								0,64	1,54		0,37	0,62
Dy			3,70		3,30			4,70			8,00		
Er			2,40		2,50			2,40			5,00		
Yb			2,17	1,40	2,65	1,50	1,40	2,82	3,50	9,20	5,30	2,10	3,06
Th/Ta						0,20	0,20		0,55	1,35		0,34	0,47
Th/Tb									11,85	10,43		11,80	10,86
Th/Hf	12,47								12,03	9,42		15,95	12,26
La/Sm	2,72								1,00	1,63		1,79	2,00
La/Yb									4,46	4,16		4,71	4,56
La/Y			12,28	26,43	8,96	20,67	22,86	5,44	4,97	4,07	5,71	6,29	5,59
Nb/Zr			1,16	1,99	1,08	1,73	2,08	0,51			0,63		
Zr/Y			0,07	0,07	0,07	0,07	0,04	0,06			0,08		
Zr/Yb			4,13	6,24	4,32	6,65	7,47	4,00			3,50		
Y/Yb			43,78	82,86	35,85	79,33	82,14	42,55	42,86	34,78	31,70	64,76	45,10
La/Nb			25,17	20,00	24,65	19,40	16,80	32,82			53,30		
			4,333	4,625	3,393	3,875	8,000	2,060			2,327		

Tab.V-1: Analyses chimiques (en roche totale) des roches volcaniques de la boutonnière de Jerada.

	F8827	F8426	F8610	F9027	F7960	F7966	F7962	F9022	F7957	F8814	F7958	F7961
SiO2	59,90	60,30	60,80	57,50	57,80	58,00	58,20	58,40	58,70	58,70	58,70	58,90
TiO2	0,70	0,61	0,74	0,79	0,81	0,74	0,75	0,73	0,83	0,71	0,72	0,77
Al2O3	15,63	15,00	16,20	16,34	15,30	16,90	15,80	16,08	16,00	15,46	15,50	15,60
Fe2O3	6,73	6,80	7,40	7,74	2,48	2,02	2,76	7,50	2,65	7,16	2,87	2,48
FeO					4,60	4,30	3,90		4,90		4,40	4,60
MnO	0,09	0,19	0,12	0,14	0,14	0,10	0,15	0,13	0,15	0,12	0,14	0,17
MgO	3,07	3,14	3,12	3,88	3,85	3,85	3,62	3,70	3,76	3,51	3,82	4,32
CaO	3,72	3,60	2,10	4,15	4,30	4,90	6,50	5,02	4,40	5,70	4,70	7,60
Na2O	1,89	1,76	3,25	1,70	2,90	3,33	1,31	1,93	3,56	3,25	2,54	1,24
K2O	4,46	4,89	4,66	3,41	3,11	1,19	3,29	3,07	3,00	2,34	2,90	1,07
P2O5	0,16		0,18	0,18				0,17		0,18		
H2O+	3,84	2,99	2,20	3,72	2,50	2,57	3,17	3,27	2,40	2,97	2,54	2,75
TOTAL	100,19	99,18	100,77	99,55	97,79	97,90	99,45	100,00	100,35	100,10	98,83	99,50
Rb	163,00			98,00				103,00	110,00	77,00		
Sr	260,00	199,00	182,00	223,00	240,00	523,00	209,00	265,00	260,00	161,00	267,00	386,00
Cs									1,25			
Ba	663,00	567,00	610,00	482,00	585,00	517,00	1442,00	465,00	479,00	322,00	646,00	240,00
Sc	25,00	23,50	24,70	26,50				27,00		27,50		
V	165,00	167,00	165,00	174,00	205,00	171,00	201,00	175,00	208,00	175,00	211,00	205,00
Cr	26,00	21,60	19,80	45,00	77,00	34,00	73,00	48,00	53,00	60,00	51,00	63,00
Co	17,00	23,60	19,20	21,00	19,00	18,00	19,00	18,00	18,40	18,00	21,00	22,00
Ni	10,00	11,20		17,00		15,00	22,00	13,00	16,00	16,00	16,00	20,00
Y	27,00	24,90	24,40	29,30				28,00		26,00		
Zr	118,00	134,00	134,00	140,00				118,00	181,00	114,00		
Nb	8,35	13,00	9,50	9,70				8,40		8,00		
Hf									3,86			
Th									9,52			
Ta									0,76			
U									2,50			
La	29,60	37,00	27,40	28,00				27,35	28,00	26,50		
Ce		67,00	60,06						42,80			
Nd	28,00			27,00				28,00		28,00		
Sm												
Eu	1,25		2,20	1,40				1,80	1,40	1,30		
Tb									0,74			
Dy	4,30							4,50				
Er	2,50							2,80				
Yb	2,55	2,30	2,40	2,67				2,60	3,70	2,55		
Lu		0,30	0,40									
Th/Ta									12,53			
Th/Tb									12,87			
Th/Hf									2,47			
La/Sm												
La/Yb	11,61	16,09	11,42	10,49				10,52	7,57	10,39		
Nb/Zr	0,07	0,10	0,07	0,07				0,07		0,07		
Zr/Yb	46,27	58,26	55,83	52,43				45,38	48,92	44,71		
La/Nb	3,545	2,846	2,884	2,887				3,256		3,312		
Ta/Hf									0,197			
(Th/Ta)N									6,051			
(Ta/Hf)N									1,480			
(Nb/Zr)N	1,109	1,516	1,109	1,078				1,109		1,094		
(La/Yb)N	8,327	11,540	8,190	7,523				7,546	5,429	7,455		

Tab.V-1: Analyses chimiques (en roche totale) des roches volcaniques de la boutonnière de Jerada (suite) .

	F9023	F8818	F9024	F7964	F7969	F9028	F7965	F841JH	F8035A	F8032	F8033	F7970
SiO2	59,40	59,50	59,80	60,00	60,70	61,20	64,10	63,50	62,60	64,00	65,20	61,20
TiO2	0,72	0,76	0,72	0,80	0,79	0,67	0,77	0,50	0,68	0,57	0,53	0,70
Al2O3	15,74	16,27	15,81	16,50	16,00	14,60	15,80	13,90	14,90	15,00	14,90	15,60
Fe2O3	7,00	7,00	6,92	2,83	2,01	6,84	1,64	5,20	5,70	5,00	5,10	6,30
FeO				4,20	4,40		2,30					
MnO	0,13	0,08	0,13	0,15	0,10	0,17	0,09	0,12	0,14	0,15	0,11	0,09
MgO	3,18	3,30	3,41	4,17	2,34	3,93	1,53	4,06	4,64	4,03	4,02	3,12
CaO	4,70	4,62	3,92	5,80	4,70	6,77	2,90	1,30	0,70	1,70	2,10	4,80
Na2O	2,73	1,80	2,07	1,75	2,14	1,11	2,60	4,67	5,02	4,68	5,48	4,66
K2O	2,72	3,19	3,31	1,53	3,57	0,98	4,18	1,43	2,03	1,83	0,33	0,78
P2O5	0,16	0,18	0,16			0,18						
H2O+	2,95	2,80	3,22	2,86	2,67	3,49	2,90	3,14	2,77	3,94	2,42	2,89
TOTAL	99,43	99,50	99,47	100,59	99,42	99,94	98,81	97,82	99,28	100,80	100,18	100,18
Rb	112,00	104,00	124,00	86,50	108,00	55,00			40,50	38,90	6,30	14,00
Sr	280,00	242,00	285,00	399,00	276,00	382,00	267,00	114,00	47,00	106,00	132,00	137,00
Cs				6,80	6,50				0,88	0,42	0,48	0,35
Ba	474,00	475,00	533,00	308,00	491,00	315,00	819,00	438,00	287,00	551,00	50,00	144,00
Sc	26,00	26,00	27,00	30,80	25,60	26,00		21,80	20,80	19,50	19,80	25,20
V	172,00	165,00	164,00	208,00	201,00	172,00	203,00	87,10				187,00
Cr	32,00	33,00	35,00	21,00	23,00	62,00	37,00	14,10	20,00	10,00	12,00	32,00
Co	15,00	16,00	16,00	13,60	15,80	18,00	50,00	24,50	10,70	7,90	8,60	11,00
Ni	9,00	12,00	10,00	5,00	8,00	16,00	26,00	28,70	7,00	5,00	6,00	12,00
Y	30,00	30,00	29,00			28,00		36,90				
Zr	131,00	142,00	122,00	190,00	176,00	102,00		162,00	151,00	168,00	205,00	189,00
Nb	8,10	9,50	8,00			7,00						
Hf					4,06	4,90			4,00	4,80	4,63	4,10
Th				9,94	10,50				8,50	9,20	8,70	7,60
Ta				0,82	0,83				0,78	0,86	0,84	0,71
U				2,48	2,60				1,87	2,24	1,89	1,78
La	28,25	31,00	27,00	35,10	28,10	24,50			34,60	23,50	27,80	22,20
Ce				64,00	50,80				57,10	40,90	53,40	44,50
Nd	31,00	32,00	27,00			28,00						
Sm									7,00			
Eu	1,30	1,45	1,40	1,59	1,43	1,30			1,87	1,26	1,29	1,33
Tb				0,84	0,78				0,86	0,80	0,94	0,77
Dy	5,00	5,40	5,10			4,90						
Er	3,00	3,00	2,80			3,00						
Yb	2,75	2,85	2,67			2,45			3,27			
Lu									0,50			
Th/Ta				12,12	12,65				10,90	10,70	10,36	10,70
Th/Tb				11,83	13,46				9,88	11,50	9,26	9,87
Th/Hf					2,59				2,12	1,92	1,88	1,85
La/Sm									4,94			
La/Yb	10,27	10,88	10,11			10,00			10,58			
Nb/Zr	0,06	0,07	0,07			0,07						
Zr/Yb	47,64	49,83	45,69			41,63			46,18			
La/Nb	3,488	3,263	3,375			3,500						
Ta/Hf					0,204				0,195	0,179	0,181	0,173
(Th/Ta)N				5,856	6,111				5,264	5,168	5,003	5,171
(Ta/Hf)N					1,537				1,466	1,347	1,364	1,302
(Nb/Zr)N	0,969	1,047	1,031			1,078						
(La/Yb)N	7,369	7,803	7,254			7,174			7,590			

Tab.V-1: Analyses chimiques (en roche totale) des roches volcaniques de la boutonnière de Jerada (suite).

échantillon	F9034	F9033	F8441a	F9060	F9049	F8451	F8453	F9050	F9047	F9031	F8452	F8450	F8442	F8458
SiO ₂	49,35	50,00	52,80	55,20	56,40	57,20	57,50	58,70	61,70	62,00	62,50	62,60	63,40	65,20
TiO ₂	0,95	0,97	0,86	0,82	0,78	0,90	0,76	0,78	0,71	0,73	0,71	0,60	0,59	0,61
Al ₂ O ₃	15,37	14,96	14,30	16,64	16,82	16,10	15,50	16,56	16,25	16,40	16,00	15,20	16,70	15,20
Fe ₂ O ₃	10,18	9,57	9,00	7,76	7,68	8,20	7,40	6,69	5,43	5,70	5,90	5,20	5,00	4,80
MnO	0,18	0,17	0,15	0,14	0,17	0,18	0,16	0,14	0,13	0,13	0,14	0,16	0,12	0,12
MgO	7,94	7,43	7,50	3,75	3,61	3,20	3,41	2,68	2,04	2,05	2,18	2,08	1,85	2,16
CaO	8,82	8,35	7,20	5,36	6,75	6,50	6,30	4,94	3,70	4,20	3,90	5,40	4,10	4,20
Na ₂ O	1,75	2,09	2,09	2,30	2,16	2,49	1,76	2,52	2,54	2,64	2,81	2,01	2,56	2,53
K ₂ O	2,12	2,85	3,15	5,00	3,28	3,77	4,21	4,91	4,87	4,16	4,48	4,74	4,47	4,65
P ₂ O ₅	0,58	0,59	1,44	0,46	0,37	0,84	0,97	0,38	0,31	0,31	0,27	0,31	0,27	0,31
H ₂ O+	2,06	2,34	0,35	1,81	1,01	0,20	0,20	1,47	2,10	1,31	0,21	0,22	0,24	0,25
TOTAL	99,30	99,32	98,84	99,24	99,38	99,88	98,47	99,77	99,78	99,63	99,78	98,95	100,73	100,58
Rb	75,00	106,00		191,00	131,00			207,00	191,00	171,00		459,00	571,00	487,00
Sr	856,00	738,00	678,00	605,00	400,00	517,00	528,00	510,00	520,00	476,00	493,00	1071,00	993,00	1210,00
Ba	916,00	875,00	866,00	1585,00	1200,00	996,00	1133,00	1180,00	1060,00	960,00	1160,00	1071,00	993,00	1210,00
Ce	31,00	31,50	27,10	27,30	20,50	23,30	26,40	19,00	16,00	16,00	16,10	15,20	12,50	14,40
V	255,00	230,00	209,00	180,00	180,00	233,00	201,00	150,00	110,00	112,00	118,00	122,00	94,20	111,00
Cr	285,00	273,00	343,00	25,00	41,00	13,30	21,90	39,00	28,00	20,00	19,60	14,40	33,80	17,30
Co	35,00	35,00	38,10	23,50	22,00	24,90	26,10	20,00	11,50	12,00	15,80	17,70	16,60	16,70
Ni	118,00	107,00	143,00	14,00	18,00	67,10	17,20	18,00	9,00	11,00	74,00	17,80	68,30	19,50
Y	23,00	25,00	23,00	23,50	22,50	26,00	22,50	25,00	28,50	28,00	27,00	23,40	24,20	23,90
Zr	102,00	102,00	133,00	116,00	101,00	163,00	161,00	110,00	171,00	158,00	216,00	161,00	204,00	187,00
Nb	5,75	5,50	11,00	9,75	7,25	13,00	12,00	8,55	10,54	11,25	14,00	12,00	11,00	13,00
La	26,00	28,85	30,00	33,00	27,00	34,00	33,00	40,00	42,00	41,50	42,00	38,00	41,00	38,00
Ce				79,00			71,00	73,00				79,00	77,00	79,00
Nd	33,00	35,00		34,00	29,00			38,00	40,00	42,00				
Eu	1,90	2,00		1,35	1,40			1,80	1,75	1,80				
Dy	4,40	4,60		3,80	3,60			3,80	4,60	5,10				
Er	2,00	2,70		2,30	2,40			2,30	3,00	3,00				
Yb	1,95	2,05	1,80	2,10	1,52	2,40	1,90	2,22	2,50	2,57	2,20	1,90	1,10	1,30
La			0,20			0,20	0,30				0,20	0,20	0,20	
Nb/Zr	0,056	0,054	0,083	0,084	0,072	0,080	0,075	0,078	0,062	0,071	0,065	0,075	0,054	0,070
La/Yb	13,333	14,073	16,667	15,714	17,763	14,167	17,368	18,018	16,800	16,148	19,091	20,000	37,273	29,231
Zr/Y	4,435	4,080	5,783	4,936	4,489	6,269	7,156	4,400	6,000	5,643	8,000	6,880	8,430	7,824
Zr/Yb	52,308	49,756	73,889	55,238	66,447	67,917	84,737	49,550	68,400	61,479	98,182	84,737	185,455	143,846
La/Zr	0,255	0,283	0,226	0,284	0,267	0,209	0,205	0,364	0,246	0,263	0,194	0,236	0,201	0,203
La/Y	1,130	1,154	1,304	1,404	1,200	1,308	1,467	1,600	1,474	1,482	1,556	1,624	1,694	1,590
(Nb/Zr)N	0,886	0,847	1,299	1,320	1,128	1,253	1,171	1,221	0,968	1,118	1,018	1,171	0,847	1,092
(La/Yb)N	9,568	10,099	11,960	11,277	12,747	10,166	12,464	12,930	12,056	11,588	13,700	14,352	26,747	20,976

Tab.V-2 : Analyses chimiques (en rochetotale) des roches volcaniques de la boutonnière de Tancherfi.

échantillon	F7945	F7942	F8018	F9013	F7943	F9019	F9014	F7947	F7949	F7946	F9018	F9011	F9012	F7944	F8019
SiO ₂	49,40	51,20	52,80	52,80	53,50	53,60	55,50	62,40	67,70	68,90	69,00	69,40	69,55	70,50	70,80
TiO ₂	0,56	0,66	0,40	0,59	0,55	0,74	0,57	0,39	0,53	0,32	0,33	0,29	0,31	0,28	0,27
Al ₂ O ₃	14,90	16,70	14,90	15,60	15,30	17,12	14,75	17,00	14,70	15,60	15,65	15,40	15,66	16,00	15,00
Fe ₂ O ₃	1,87	1,04	8,70	9,13	0,54	9,33	8,85	2,37	1,21	0,32	2,48	2,02	2,29	0,23	2,60
FeO	6,95	6,80		6,90				3,80	3,50	1,60				1,50	
MnO	0,22	1,78	0,18	0,19	0,20	0,19	0,19	0,72	0,19	0,04	0,05	0,09	0,34	0,34	0,03
MgO	7,46	8,38	8,35	6,75	8,30	5,55	5,88	2,30	1,64	1,30	1,33	1,09	1,19	1,18	1,11
CaO	11,10	11,00	8,20	9,37	7,60	9,05	9,89	6,60	5,00	2,77	2,25	1,47	2,00	2,80	
Na ₂ O	1,82	1,95	3,81	2,29	3,70	2,81	1,83	1,67	1,88	5,34	3,41	4,68	6,22	4,86	4,21
K ₂ O	0,25	0,17	0,25	0,26	0,14	0,19	0,30	2,06	2,26	2,15	3,37	2,68	1,72	2,53	2,53
P ₂ O ₅				0,08		0,11	0,09				0,12	0,10	0,10		
H ₂ O+	1,79	1,38	1,95	2,86	1,36	0,92	2,32	1,49	1,21	1,18	1,35	1,66	1,63	0,89	0,81
TOTAL	96,32	101,06	99,62	99,92	98,09	99,61	100,19	100,80	99,82	98,45	99,86	99,60	100,17	100,01	100,22
Sr	114,000	142,000	335,000	98,000	175,000	71,000	112,000	139,000	435,000	335,000	265,000	404,000	342,000	488,000	274,000
Ca			2,02		0,95			0,76		2,07				4,46	6,70
Ba	66,00	90,00	88,00	47,00	38,00	72,00	141,00	343,00	517,00	559,00	610,00	806,00	526,00	636,00	359,00
Sc			36,60	42,00	38,20	37,00	39,00	13,00		4,85	5,00	4,50	5,00	4,09	4,34
V	256,00	385,00		264,00	255,00	262,00	252,00	158,00	100,00	57,00	40,00	35,00	38,00	51,00	
Cr	204,00	365,00	290,00	110,00	360,00	162,00	150,00	35,00	34,00	90,00	38,00	30,00	26,00	12,00	12,00
Co	33,00	45,00	30,90	32,00	38,10	30,00	32,00	9,50	15,00	7,60	6,00	5,00	5,00	4,30	5,40
Ni	69,00	110,00	85,00	66,00	150,00	52,00	53,00	32,00	21,00	6,00	12,00	8,00	6,00	7,00	5,00
Y				17,00		20,60	17,00				6,50	6,50	6,50		
Zr			42,00	37,00	42,00	20,00	41,00	255,00		128,00	127,00	95,00	92,00	125,00	131,00
Nb			0,85			1,40	1,50				3,50	2,65	2,90		
Hf			1,11		1,48			6,30		3,03				3,32	2,90
Th			1,49		2,22			15,00		9,05				9,20	12,10
Ta			0,14		0,12			1,41		0,35				0,33	0,34
U			0,49		0,73			3,70		2,90				3,50	3,55
La			4,60	1,85	6,30	3,45	4,45	44,70		18,30	19,65	19,55	19,50	17,10	22,40
Ce			7,70		12,90			82,70		31,10				28,20	42,70
Nd				5,50		7,00	7,00		1,37	2,86					
Sm			1,51		2,00					0,75	0,73	0,75	0,75	0,69	0,80
Eu			0,58	0,50	0,61	0,75	0,70			0,75				0,20	0,16
Tb			0,37		0,46			1,48		0,20					
Dy				3,00		3,30	3,30				1,20	1,40	1,40		
Er				1,50		2,00	1,60				0,50	0,60	0,60		
Yb				1,85		2,75	1,42				0,55	0,55	0,45		
Lu			1,95		1,99										
Th/Ta			0,30		0,30										
Th/Tb			10,643		18,500			10,638		25,857				27,879	35,588
Th/Hf			4,027		4,826			10,135		45,250				46,000	75,625
La/Sm			1,342		1,500			2,381		2,987				2,771	4,172
La/Yb			3,046		3,150			32,628		6,399					
Nb/Zr			2,359	1,000	3,166	1,255	3,134			28,154	35,727	35,545	43,333		
La/Nb				0,023	0,070	0,037	0,037				0,028	0,028	0,032		
Ta/Hf				2,176	1,725	2,967					5,614	7,377	6,724		
(Nb/Zr)N			0,126	0,361	0,081	1,090	0,575	0,224	0,116		0,433	0,438	0,495	0,099	0,117
(Ta/Hf)N			0,951	0,611				1,687	0,871					0,749	0,884

Tab.V-3 : Analyses chimiques (en roche totale) des roches volcaniques de la boutonnière du Mekam.

n° échantillon	F8011	F8475	F8474	F8476	F8468	F8010	C.H179	C.H141	F8470	F8469	F8470s	F8013	F8843	F8467	F8483
SiO2	47,500	52,100	52,700	53,500	53,600	54,600	54,400	54,900	56,500	57,000	57,900	59,300	59,300	62,500	70,000
TiO2	0,860	0,990	0,930	1,020	0,960	0,930	0,990	1,010	0,730	0,680	0,750	0,780	0,690	0,700	0,400
Al2O3	14,000	15,700	16,300	13,600	15,200	15,600	16,300	16,600	15,800	15,800	16,200	15,100	14,700	14,800	11,800
Fe2O3	8,600	7,300	7,500	9,000	6,400	7,600	7,700	8,300	6,600	6,300	6,000	6,200	4,650	5,800	3,400
MnO	0,800	0,470	0,149	0,138	0,188	0,160	0,140	0,140	0,158	0,173	0,157	0,100	0,180	0,117	0,135
MgO	6,810	7,690	6,430	7,200	2,300	6,640	5,920	6,720	2,460	2,380	2,250	2,270	4,030	2,600	0,660
CaO	8,900	5,800	5,900	5,900	6,700	5,400	8,100	7,800	4,500	5,600	5,300	2,900	4,280	3,700	2,800
Na2O	4,010	2,680	3,640	3,990	2,240	5,520	2,660	3,000	2,290	4,220	2,230	3,840	3,430	0,070	2,210
K2O	0,270	0,620	0,740	1,940	2,810	0,650	0,370	0,820	3,100	1,860	3,000	3,660	0,890	3,720	3,410
P2O5															
H2O+	8,580	5,200	4,330	2,210	7,580	2,580	3,880	2,050	6,170	5,870	6,280	4,960	6,770	5,810	3,970
TOTAL	100,380	98,390	98,740	98,580	98,160	99,800	100,430	101,380	98,480	99,900	100,200	99,260	99,240	100,030	98,900
Rb		14,400		23,800	112,000				124,000	89,000			34,000	159,000	159,000
Sr				344,000	714,000				317,000	813,000	316,000		324,000	193,000	143,000
Cs		6,200		0,180	9,900				8,900	6,600				15,000	6,800
Ba		230,000		664,000	1463,000				604,000	266,000	817,000		617,000	1164,000	438,000
Sc		20,500		40,000	19,900				15,200	14,600	15,300		15,000		9,900
V				178,000	178,000				131,000	130,000	132,000		105,000	85,800	47,000
Cr				78,800					82,200	82,800	88,300		85,000	73,700	20,900
Co		32,800		44,100	23,100				20,200	19,700	21,000		20,000	15,000	7,200
Ni		196,000		111,000	35,000				50,000	46,000	77,500		36,000	43,000	11,000
Y				25,100					24,600	24,200	25,700		26,000	26,200	25,800
Zr		123,000		104,000	273,000				277,000	292,000	262,000		138,000	259,000	217,000
Nb				13,000						13,000	12,000		6,450	13,000	12,000
Hf		2,900		6,500					7,300	6,600				6,600	5,900
Th		3,100		2,300	12,700				17,800	16,300				13,400	14,600
Ta		0,570		0,570	0,600				0,780	0,740				0,700	1,320
U		1,100		0,470	4,900				6,200	6,500				4,600	4,700
La		15,200		8,600	41,300				40,300	36,800	41,000		28,500	35,300	34,800
Ce		27,900		20,600	94,000				79,000	82,000	74,000			6,900	74,000
Nd													30,000		
Sm		3,900		3,500	9,800				9,000	8,100				7,500	8,000
Eu		1,220		1,010	2,600				1,800	1,750			1,450	2,100	1,040
Tb		0,530		0,570	0,830				0,740	0,680				0,740	0,940
Dy													4,500		
Er													2,500		
Yb				2,100					2,200		1,700		2,270	2,200	3,500
Lu											0,200				
Th/Ta		5,439		4,085	21,167				22,821	22,027				19,143	11,061
Nb/Zr					0,048					0,045	0,046		0,047	0,050	0,055
Ta/Hf		0,197		0,190	0,092				0,107	0,112				0,106	0,224
La/Sm		3,897		2,457	4,214				4,478	4,543				4,707	4,350
La/Yb				4,095					18,318		24,118		12,555	16,045	9,943
Th/Tb		5,849		4,035	15,301				24,054	23,971				18,108	15,532
Zr/Y					10,876				11,260	12,066	10,195		5,308	9,885	8,411
Zr/Yb				49,524					125,909		154,118		60,793	117,727	62,000
La/Y					66,400				64,900	61,000	66,700		54,500	61,500	60,600
La/Zr		0,124		0,083	0,151				0,145	0,126	0,156		0,207	0,136	0,160
Y/Yb									11,182		15,118		11,454	11,909	7,371
La/Nb					3,177					2,831	3,417		4,419	2,715	2,900
Ba/La		15,132		77,209	35,424				14,988	7,228	18,927		21,649	32,975	12,586

Tab.V-4 : Analyses chimiques (en rochetotale) des roches volcaniques de la boutonnière du Tazekka

ERRATA BIBLIOGRAPHIE THESE

BIBLIOTHEQUE
SCIENCES DE LA TERRE
JUEM - PLOUZANÉ
N° inv

- AGARD J., MORIN Ph. et TERMIER H. (1955).-Esquisse d'une histoire géologique de la région de Mrirt (Maroc central). Notes et Mém. Serv. géol., Maroc, 132.
- AUZENDE J.M., BONNIN J. et OLIVET J.L. (1973) : The origin of the western Mediterranean basin, Jour. Geol. Soc. London, Vol. 129, p. 607-620.
- BEBIEN J., GAGNY C., ROCCI G. (1980) : La place du volcanisme dévonien-dinantien dans l'évolution magmatique et structurale de l'Europe moyenne varisque au paléozoïque. In : 26^e Congr. géol. Int., coll. C 6, Géologie de l'Europe, p. 213-225.
- BOURGOIS J. (1978) : La transversale de RONDA, cordillères Bétiques. Espagne, données de géologiques pour un modèle d'évolution de l'arc de Gibraltar. Annales Scientifiques de l'Université de Besançon, Géologie 3^e série, Fasc. 30, 445 p.
- CAILLEUX Y., GONORD H., LE GUERN M. et SAUVAGE M. (1983).-Taphrogenèse et magmatisme permien dans le Maroc central. Bull. Sci. Marrakech, v.1, n°1, p.24-39.
- COISH R.A. and TAYLOR L.A., 1979, The effects of cooling rate on texture and pyroxene chemistry in DSDP Leg 34 Basalt : a microprobe study. Earth Planet. Sci. Letters, 42, p 389-398.
- CORNEE JJ (1982) Etude lithostratigraphique et tectonométamorphique des Rehamna Sud-orientales. Plissements et nappes. Contribution à la connaissance de la chaîne hercynienne en Meseta marocaine. Travaux du Laboratoire des Sciences de la Terre de St-Jérôme, Marseille, série B, 20, 175p.
- COUTELLE A. (à paraître) : Sur l'interprétation dynamique du volcanisme littoral du Sud de la Méditerranée Occidentale. C.R.117^e- Congr., Soc., Sav., Clermont Ferrand, 26-30 Octobre 1992.
- DEFANT M.J., MAURY R.C., RIPLEY E.M., FEIGENSON M.D. et JACQUES D. (1991a) : An example of island-arc petrogenesis : Geochemistry and petrology of the southern Luzon Arc, Philippines. J. Petrol., 32(3) : p.455-500.
- DE LAROUZIERE F. D., BOLZE J., BORDET P., HERNANDEZ, MONTENAT C. and OTT d'ESTEVOU P. (1988) : The Betic segment of the lithospheric Trans-Alboran shear zone during the Late Miocene. Tectonophysics, 152, p 41-52.

- DESTEUCQ CH. et HOEPFFNER CH. (1980) : Déformations hercyniennes dans les boutonnières paléozoïques de Debdou et du Mekam (Maroc Oriental). Mines, Géologie et Energie, n°-48, Rabat, p. 93-99.
- DESTEUCQ et POTHROT (1982) : Le Westpalien du bassin de Djerada. Bull. fac. Sci. Marakech (Maroc), N° 2, 184 p.
- FODOR R.V. (1987) : Low and high-TiO₂ flood basalts of southern Brazil : Origin from picritic parentage and a common mantle source. Earth Planet. Sci. Lett. 84, 423-430.
- FODOR R.V., CORWIN C. et ROISENBERG (1985) : Petrology of Serra Geral (Parana) continental flood basalts, southern Brazil : Crustal contamination, source material and South Atlantic magmatism. Contrib. Mineral. Petrol. 91, 54-65.
- FOSTER M.D. (1962) -Interpretation of the compotion and a classification of the chlorites . U.S. Geol. Survey, Prof. Paper, 414 A.
- FOURMARIER (1952) : Aperçu sur les déformations internes des roches et terrains plissés. Ann. Soc. Geol. de Belgique, LXXV, pp. 181-194.
- HICKEY R. L., Frey F.A. and Gerlach D.C. (1986) : Multiple sources for basaltic arc rocks from the southern volcanic zone of the Andes (340-410S) : Trace element and isotopic evidence for contributions from subducted oceanic crust, mantle and continental crust. Jour. of Geophy. Reseach, 91, B6 p. 5963-5983.
- HOLLOWAY JR et BURNHAM CW (1972) : Melting relations of basalt with equilibrium water pressure less than total pressure. J Petrol, 13 : 1-29.
- INNOCENTI ET F., MANETTI P., MAZZUOLI R., PASQUARE G. et VILLARI L. (1982) : Anatolia and north-western Iran. In Andesites, edited by THORPE R.S., JOHN WILEY & Sons publication. p. 327- 349.
- IRVINE T.N. et BARAGAR W.R.A. (1971) : Aguide to chemical classification of the common volcanic rocks. Canad. J. Earth Sci., p. 523-548.

LAGARDE J.L. & MICHARD A., 1986 -Stretching normal to the regional thrust displacement in a thrust-wrench shear zone, Rehamna massif, Morocco, Jour, Struc, geol., vol. 8, Nos 3/4, pp.483-492.

LE GALL J. (1993): Reconstitution des dynamismes éruptifs d'une province paléovolcanique : l'exemple du graben cambrien du Maine (Est du massif Armoricaïn). Pétrogenèse des magmas andésitiques et ignimbritiques et leur signification dans l'évolution géodynamique cadomienne. Thèse Es-sciences. Univ. de Caen. 361 p.

LE ROEX A.P. (1987): Source regions of mid-ocean ridge basalts: evidence for enrichment processes. In : Mantle metasomatism, Menzies M.A., Hawkesworth C.J.(eds), Academic Press Inc. (London), 389-422.

MEVEL C. et VELDE D., 1976, Clinopyroxènes in Mesozoic pillow lavas from the French Alps :influence of cooling rate on compositional trends. Earth Planet. Sci. Letters, 32, p. 158-164.

MICHARD A. (1969) - Fractures profondes et décrochement dans les Rehamna (Maroc hercynien). C. R. somm. Soc. géol. France, 3, p. 89-90.

MICHARD A., CAILLEUX Y. et HOEPFFNER C. (1983) : L'orogène mésétien au Maroc; Structure, déformation hercynienne et déplacement. Actes du symposium "Maroc et orogénèse Paléozoïque", P.I.C.G. n°-27, Rabat 1983. Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc, 335 (1986).

MIYASHIRO A., (1974). Volcanic rocks series in island-arcs and active continental margins. Geol. Soc. Amer. Bull., 274, p321-355.

MOLARD J.P., MAURY R.C., LETERRIER J. et BOURGEOIS J., 1983, Teneurs en Chrome et Titane des clinopyroxènes des basltes : application ...C.R. Acad. Sc. 296, p. 903-908.

NELSON D.R., McCULLOCH M.T. & SHEN SU SUN (1986). -The origin of the ultrapotassic rocks as inferred from Sr, Nd and Pb isotopes.-Geochim. Cosmochim. Acta, 50, pp.231-245.

OLIVET (Jean-Louis), LE CANN (Chantel), AUZENDE (Jean-Marie) et COUTELLE (Alain) (1988) : L'origine du bassin Nord-occidentale de la Méditerranée du point de vue de la

cinématique des plaques. Dans : Profil ECORS Golfe du Lyon. rapport d'implantation. Campagne 1987, Vol. 1, Paris, I.F.P. ed., p. 10-49.

OVERSBY V.M., EWART A. (1972) : Lead isotopic compositions of Tonga-Kermadec volcanics and their petrogenetic significance. *Contr. Mineral and Petrol*, 37, 181-210.

PARKINSON I. J., PEARCE J. A., THIRLWALL M.F., JOHNSON K.T.M. And INGRAM G. (1992) : Trace element geochemistry of peridotites from the Izu-Bonn-Mariana fore arc, leg 125. *Proceeding, ODP. Sci. Results 125*, p 487-506.

PEARCE J.A. (1983), Role of the subcontinental lithosphere in magma genesis at active continental margins. in *continental Floods Basalts and Mantle Xenoliths-* C.J. Hawkesworth and N.J. Norry eds, 230-249.

PEARCE J.A. (1992) : An element of recycling. *Nature*. 360. p. 629-630.

POLDERVAART A. and HESS H.H (1951) - Pyroxenes in the crystallisation of basaltic magma. *J. Geol.*, 59,P. 472.

PUGA, E.,1980. Hypothèses sur la genèse des magmas calco-alcalins intra-orogéniques alpine, dans les Cordillères bétiques. *Bull. Soc. Géol. Fr. (7)*, 22, (2):243-250.

RAISS ASSA (1989) : Les unités allochtones du massif des Rehamna. Maroc hercynien. *Cr. Acad. Sci. Paris. t. 296, série II. n° 10*.

ROLET J., (1984) : Grabens losangiques (pull-apart) en régime de décrochement,. Le rôle des coulisements hercyniens dans l'individualisation des bassins Carbonifères du Massif armoricain, *Ann, Soc, Géol, Nord, CIII*, P. 209-220.

SAGON J. P. (1976) : Contribution à l'étude géologique de la partie orientale du bassin de Châteaulin (Massif armoricain) : Stratigraphie, Volcanisme, Métamorphisme, Tectonique. Thèse d'Etat, Sci., Paris VI, 671p.

SAUNDERS A.D et TARNEY J. (1979) : The geochemistry of basalts from a back-arc spreading centre in the East Scotia Sea. *Geochim. Cosmochim. Acta*. 43, 555-572.

SCHNEIDER J.L. (1990) : Enregistrement de la dynamique varisque dans les bassins volcano-sédimentaires Dévono-dinaciens : Exemple des Vosges du Sud (zone moldanubienne). Thèse d'univ. Strasbourg, 222 p.

- SEBRAG I. (1970) -Etude géologique et métallogénique de la région du Tafoudeit. Rapport S.R.G/MeK/S.E.G.M., n°29, 62P. 16 fig.
- SEYLER M. (1986) : Magmatologie des series volcaniques et métamorphiques : L'exemple des métavolcanites Cambro-Ordoviciens, en particulier alcalines, du socle Provençal (France). Mém. n°-96, Lyon, p.
- SOUGY J., MULLER J. et POUTCHKOVSKY A.(1978) - Tectonique de nappes dans la Meseta marocaine hercynienne (Jbilet, Rehamna). Réunion Sc. Terre, Orsay, Soc géol. France Ed., p. 374.
- TATSUMI Y. (1989) : Migration of fluid phases and genesis of basalt magmas in subduction zones. J. Geophys. Res., 94, No.B4, 4697-4707.
- THIRLWALL M.F. (1988) : Wenlock to mid-Devonian volcanism of the Caledonian-Appalachian orogen. In : HARRIS A.L. and FETTES D.J. (EDS). The Caledonian-Appalachian orogen, Geol. Soc. Sp. Publ., 38, p. 415-428.
- THORPE R.S., (1982) : Andesites, organic Andesites and Related Rocks. John Wiley (ed).
- TREUIL M., JORON J.L. (1975) : Utilisation des éléments hygromagmatophiles pour la simplification de la modélisation quantitative des processus magmatiques. Exemples de l'Afar et de la dorsale médio-atlantique. Societa Italiana Mineralogica e Petrologia, XXXI, 125-174.
- WEZEL (Forese Carlo) (1970) : Interpretazione dinamica delta "eugeosynclinale meso-mediterranea". Riv. min. sicil., n° 124-126, p. 187-198.
- WHITE W.M.,DUPRE B.,VIDAL P. (1985) :Isotope and trace element geochemistry of sediments from the Barbados Ridge-Demarara Plain region, Atlantic ocean. Geochim.Cosmochim.Acta, 49, 1875-1886.
- WINCHESTER J.A. and FLOYD P.A., 1977, Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. Chem. Geol. 20, p. 325-343.
- WOOD D.A., MARSH N.G., TARNET J., JORON J.L., FRYER P. et TREUIL M.(1982) : Geochemistry of igneous rocks recovered from a transect accross the Mariana trough, arc,

for-arc and trench sites 453, trough 461. In : Initial reports of the Deep Sea Drilling project, vol. XL, p. 611-642. U.S. Government Printing Office Washington.

PLANCHE I

COMPLEXE VOLCANIQUE DU FLANC SUD DE JERADA

Photo 1 et 2 : F79-62 et 63

L.P. Andésite porphyrique à ignimbritique : (à texture vitroclastique et visiculée) à phénocristaux de plagioclase (Pl : plagioclase ; Vs : vésicule remplie de chlorite et d'épidote ; Ax : axiolite).

photo 3 : F84-39

L.N. Ignimbrite à texture ponceuse (bulleuse).

photo 4 : F84-39

la même ignimbrite : à bulle (Pc) remplie de quartz (Qz).

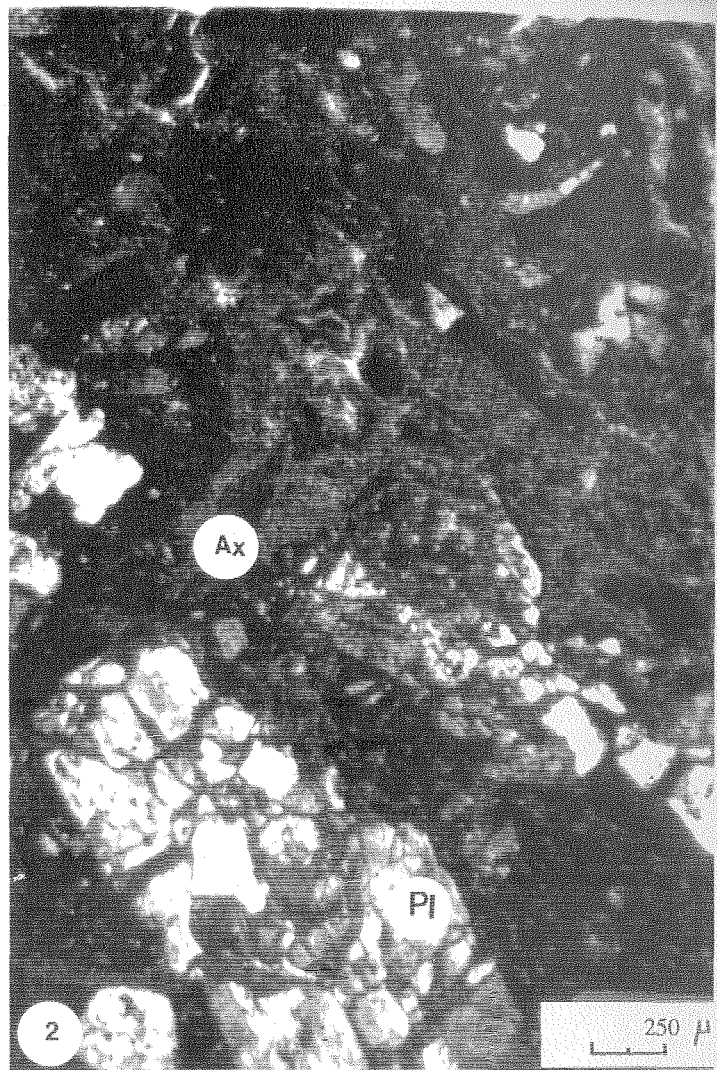
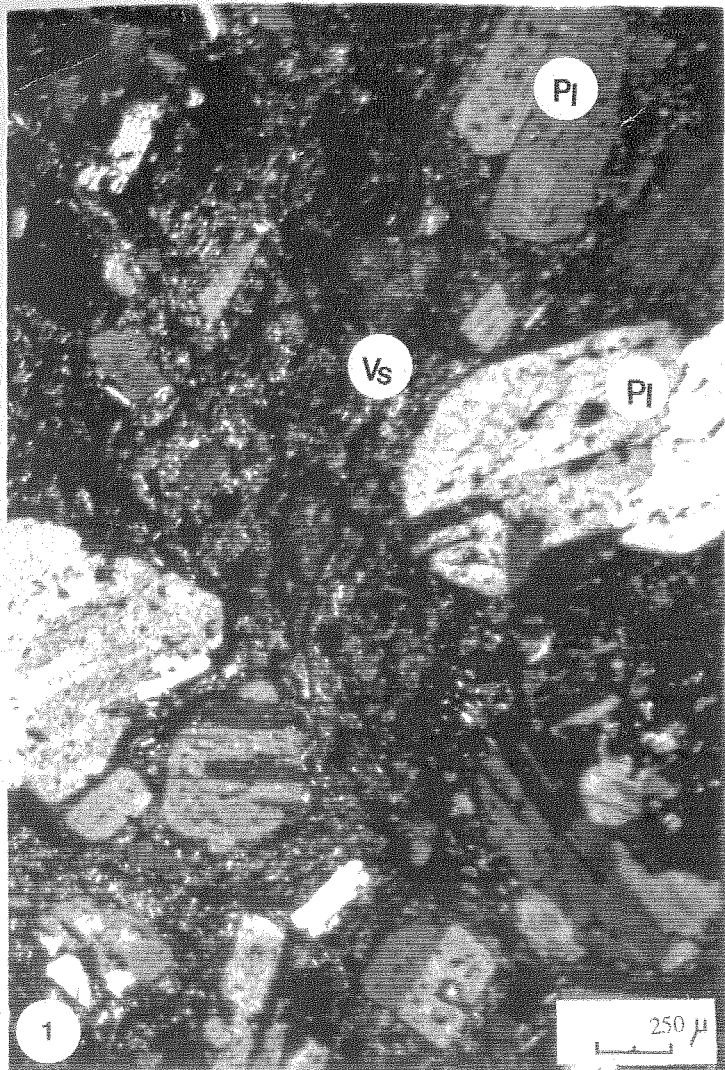


PLANCHE I

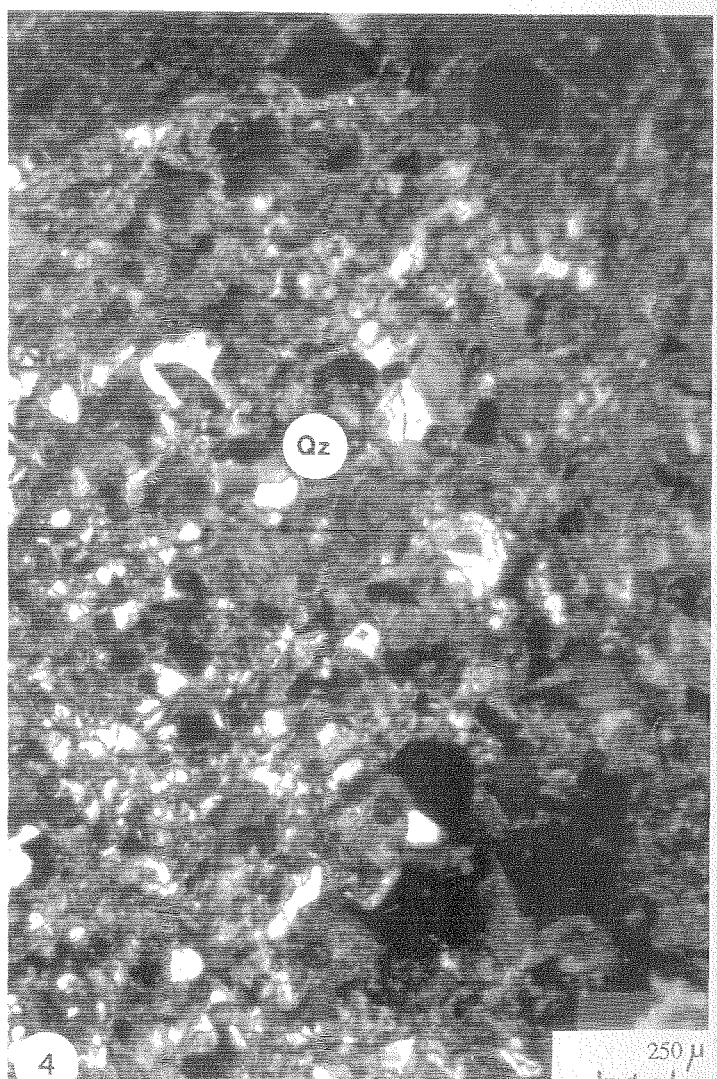
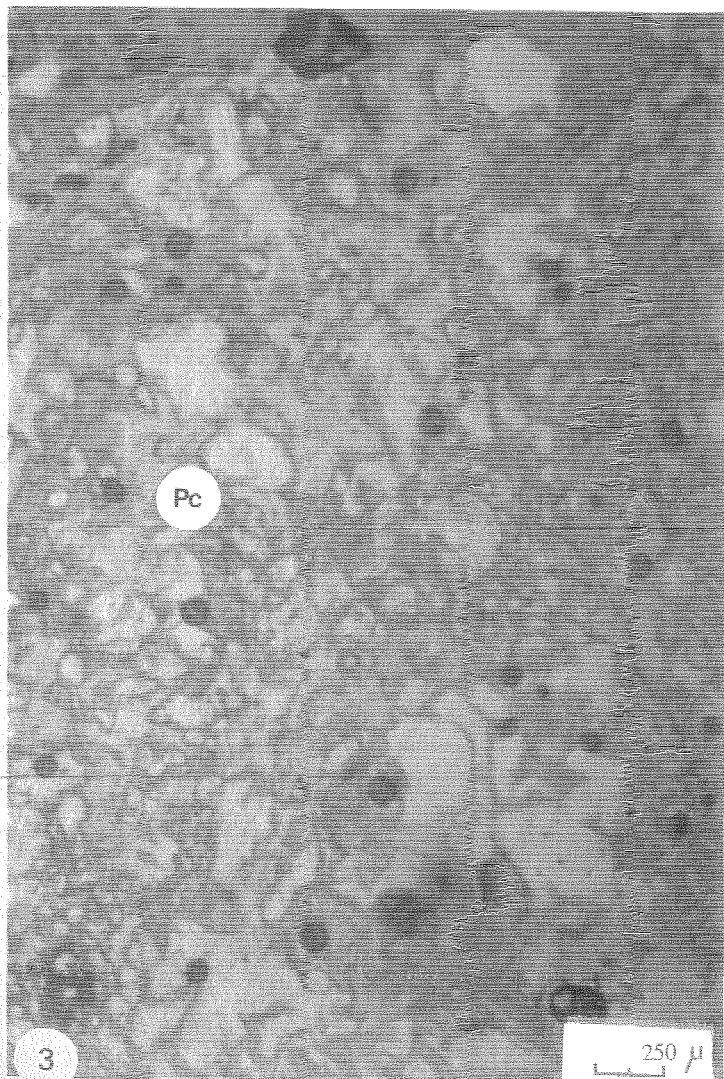


PLANCHE II
COMPLEXE VOLCANIQUE DU FLANC NORD DE JERADA

Photo 1 : F84-29

L.N. Ignimbrite à texture ponceuse et fiammée (fiam :
fiamme ; Pc : ponce).

Photo 2 : F84-29

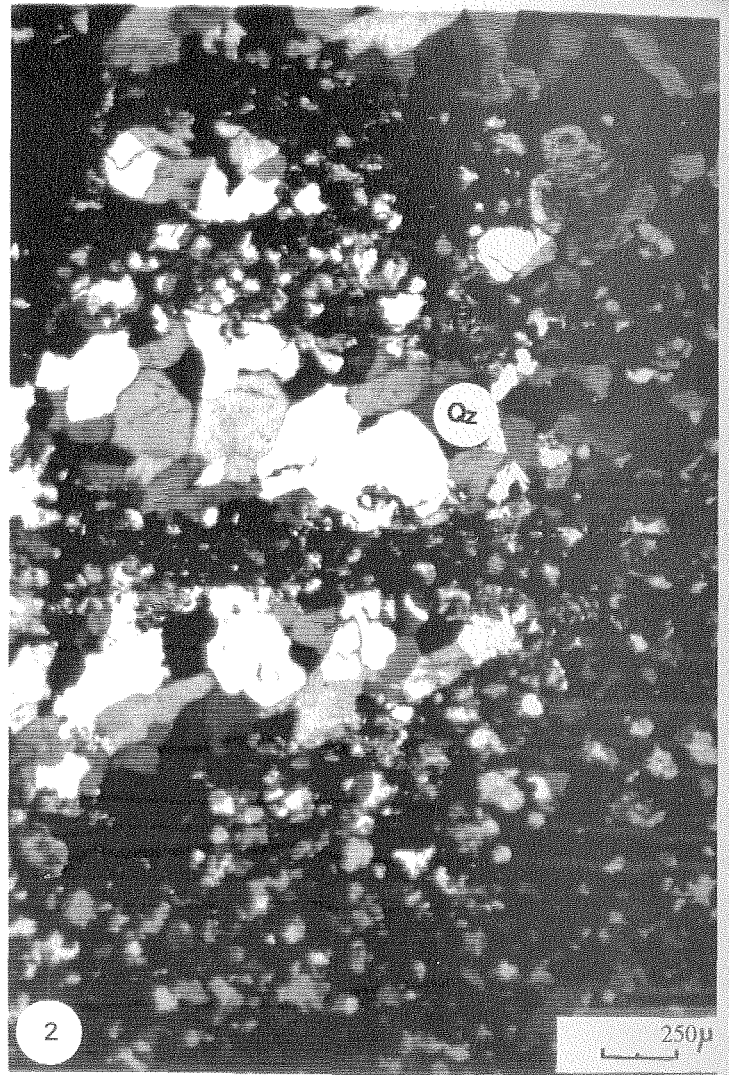
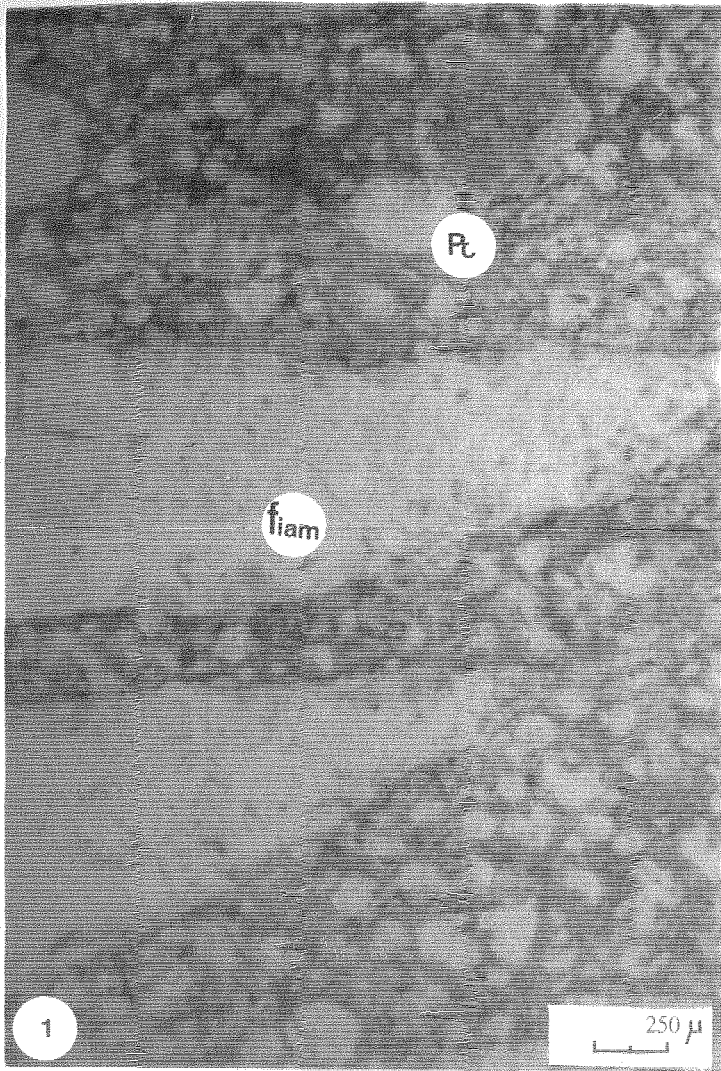
La même ignimbrite en L.P. (Qz : quartz).

Photo 3 : F80-38

Rhyolite porphyrique à phénocristaux gros "yeux de quartz"
et à phénocristaux de plagioclase.

Photo 4 : F88-37

Vue microscopique de la rhyodacite à phénocristaux de
quartz (Qz) corrodé et à phénocristaux de plagioclase (Pl)
groupés en agrégat gloméro-porphyrique.



BLANCHE II

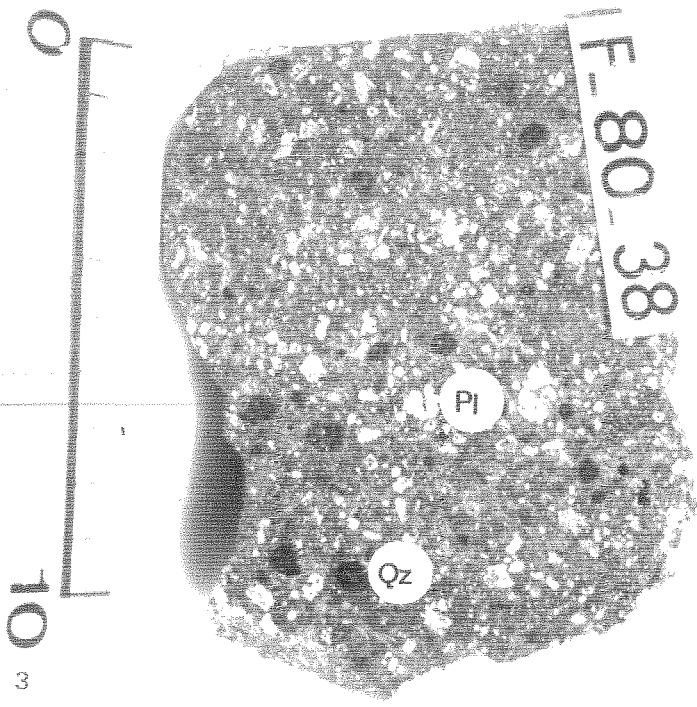
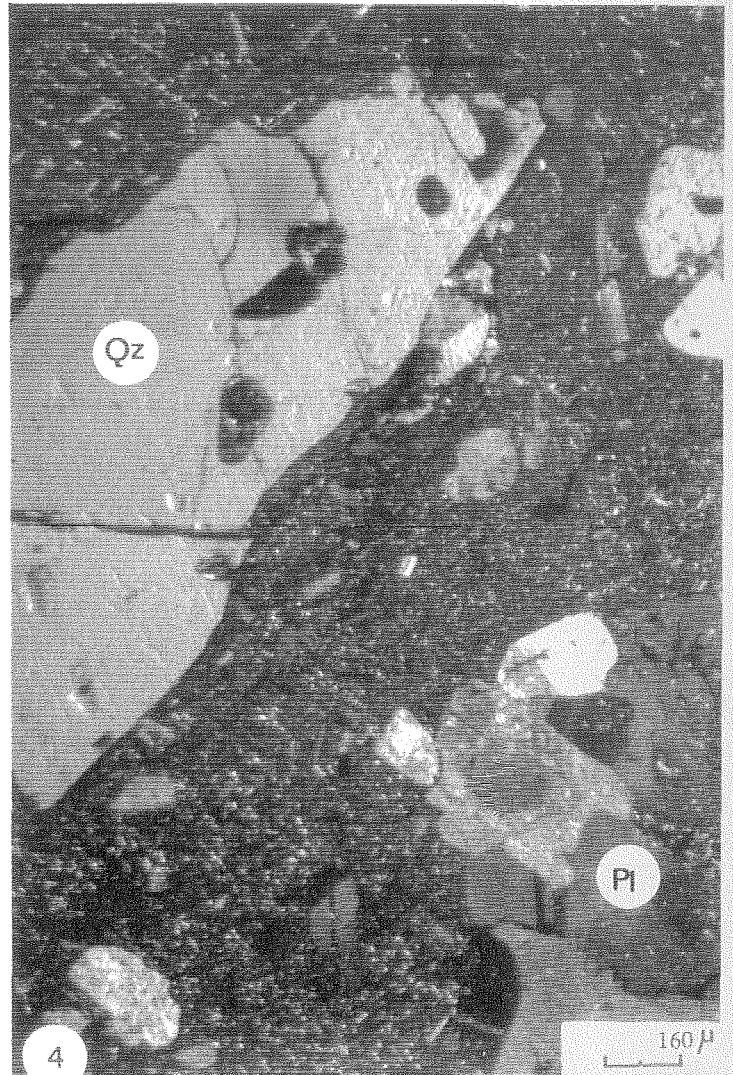


PLANCHE III

COMPLEXE VOLCANIQUE DE JERADA

Photo 1 : F80-29A (flanc Sud de Jerada)

Ignimbrite bréchique de la base de la coupe du flanc Sud de Jerada (coupe Aïn Beni athar).

Photo 2 :

Ignimbrite fiammé du flanc Nord de Jerada (Kt El Hamri).
Les fiammes sont remplies de quartz (Qz). Les quartz sont en débris.

Photo 3 : F80-29U

Lave pyroclastique acide remfermant des enclaves de lave andésitique à texture microlitique vésiculée.

Photo 4 : F80-2U

Agrandissement des fragments de lave andésitique vésiculée à vésicules remplies de chlorite.

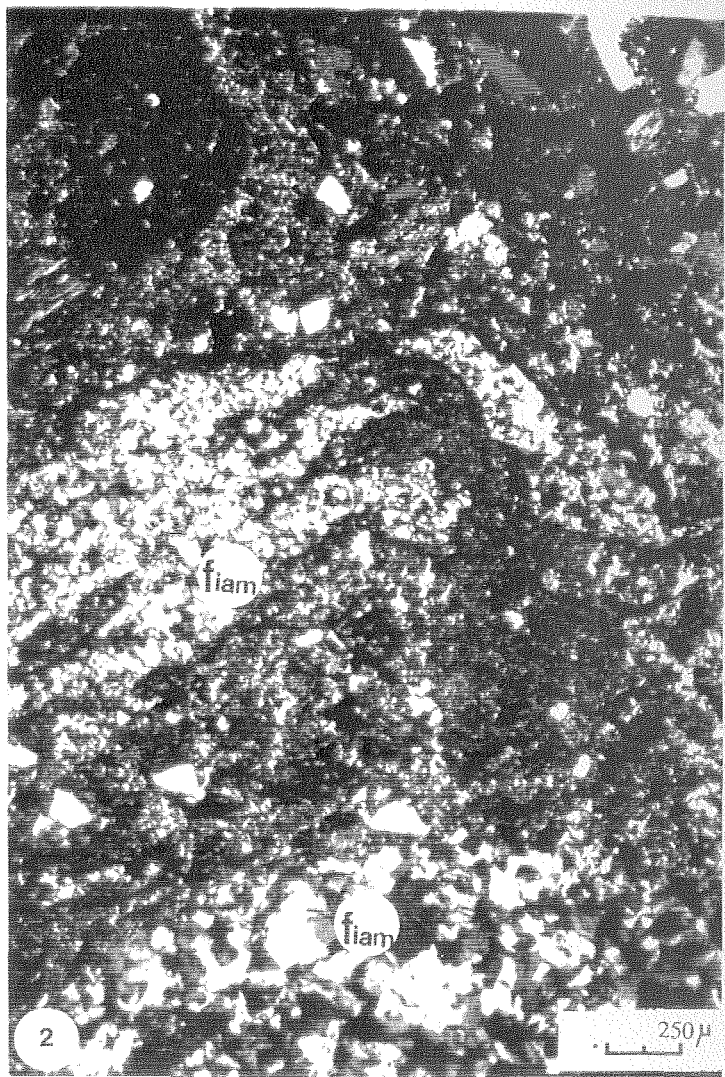


PLANCHE III

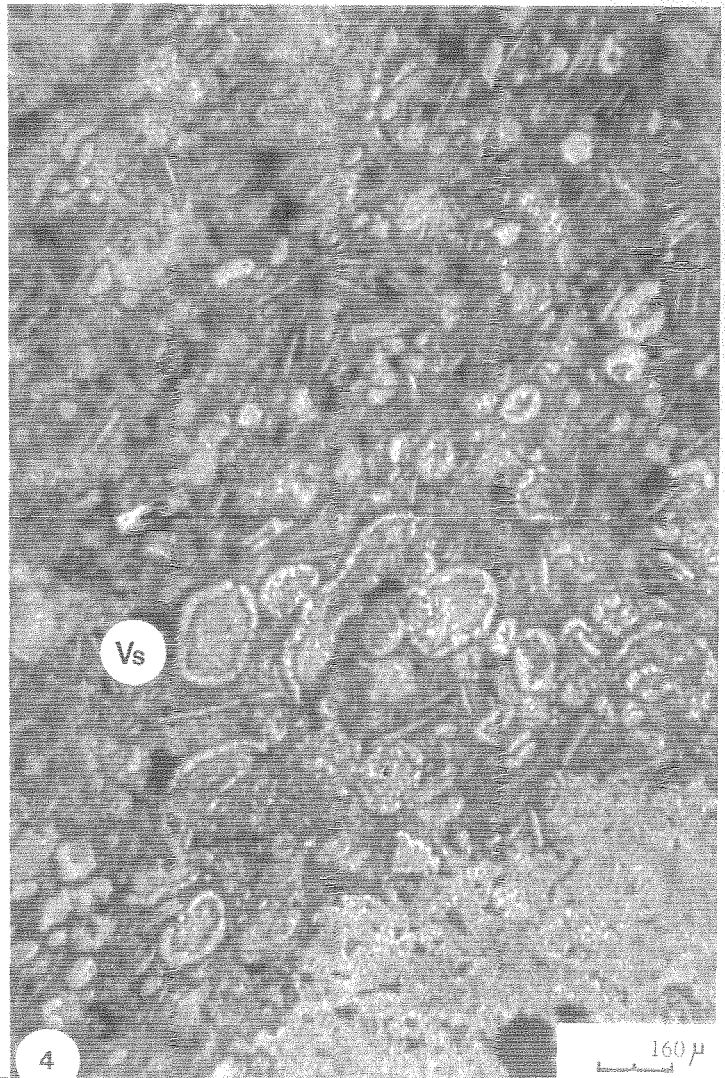
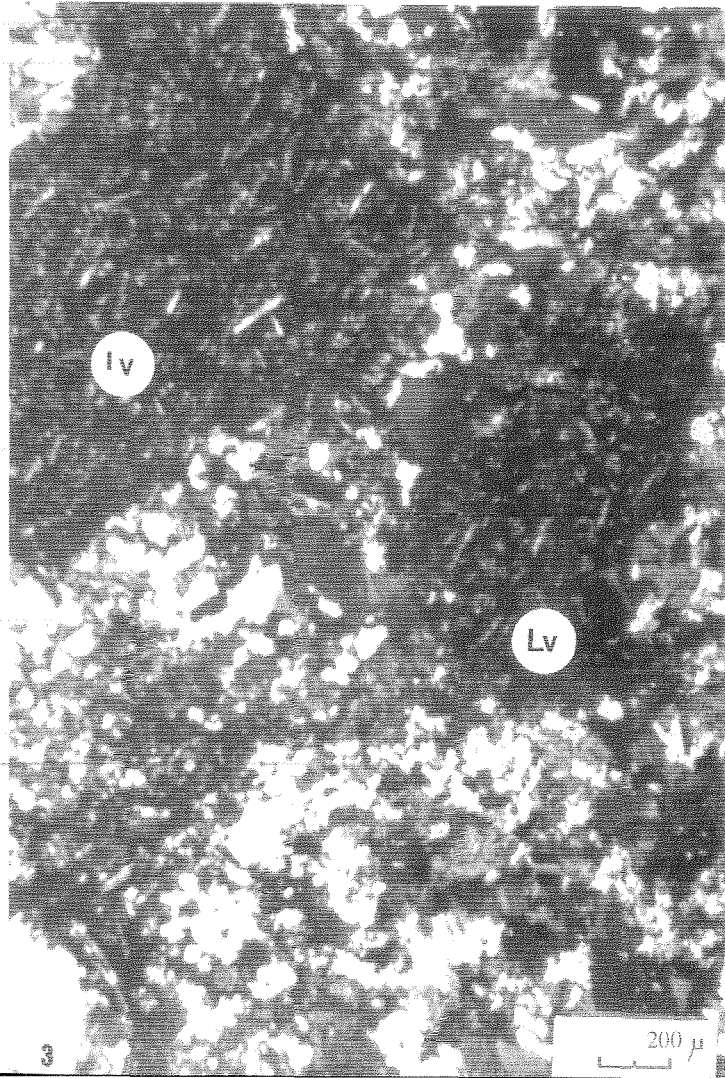


PLANCHE IV

LAVES PYROCLASTIQUES DU MASSIF DE JERADA

Photo 1 (en L.P) et 2 (en L.N) : F90-47

Andésite porphyrique ignimbritique (fiam : fiamme) à phénocristaux de plagioclase (Pl) altéré et de pyroxène (Px) déstabilisé. Les minéraux opaques sont les titanomagnétites (Ti-Mg).

Photo 3 (en L.P) : F90-46

Andésite à phénocristaux de plagioclase (Pl) altéré, de pyroxène (Px), de hornblende brune (Amp) et titanomagnétite (Ti-Mg). L'ensemble est entouré de pyroxène. Inclusion de hornblende brune.

Photo 4 : F84-59

Enclave (Enc) de tuf à cristaux de quartz (Qz) et de plagioclase (Pl) dans la lave (Lv) andésitique . Le tout est traversé par des filonnets riches en épidote (Ep).

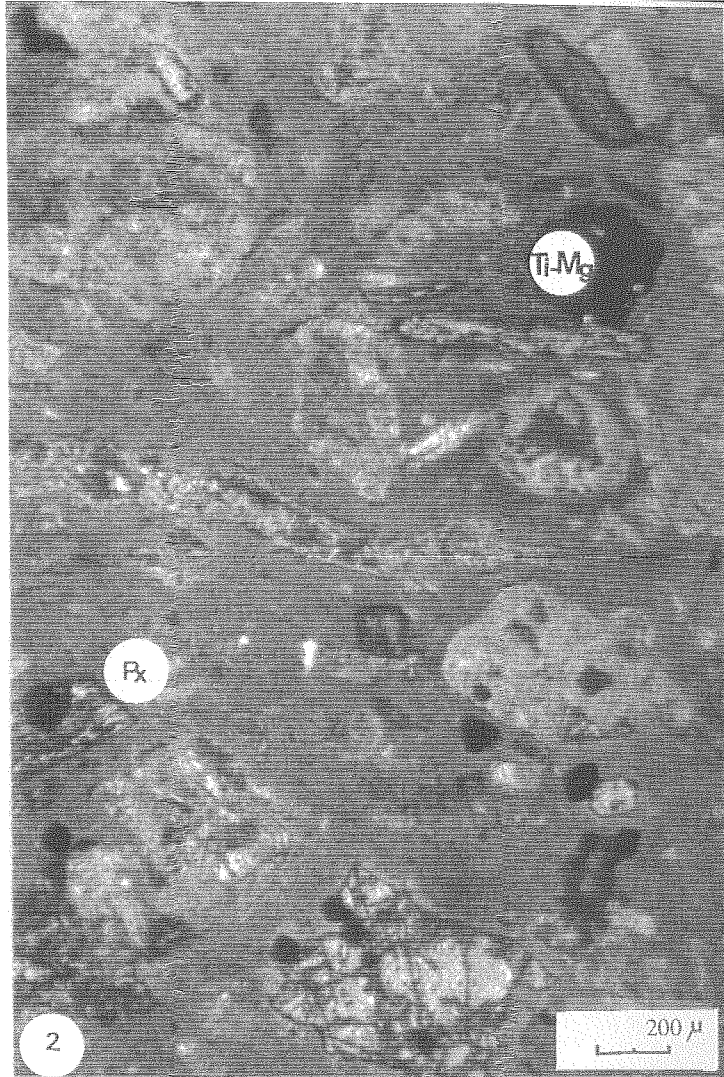
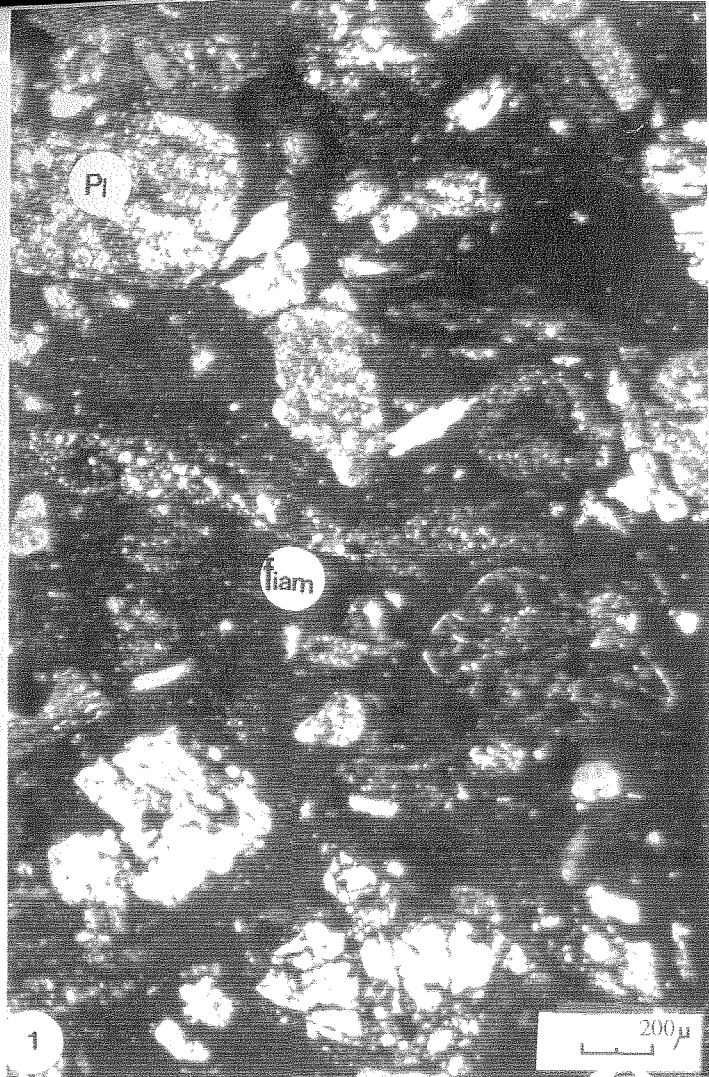


PLANCHE IV

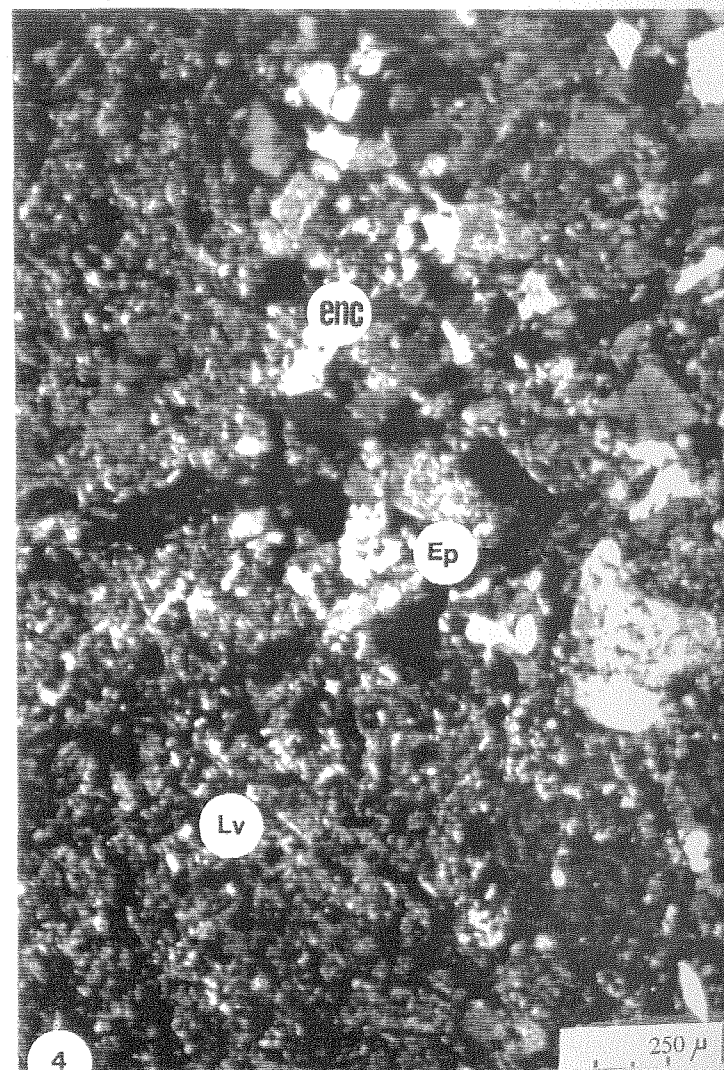
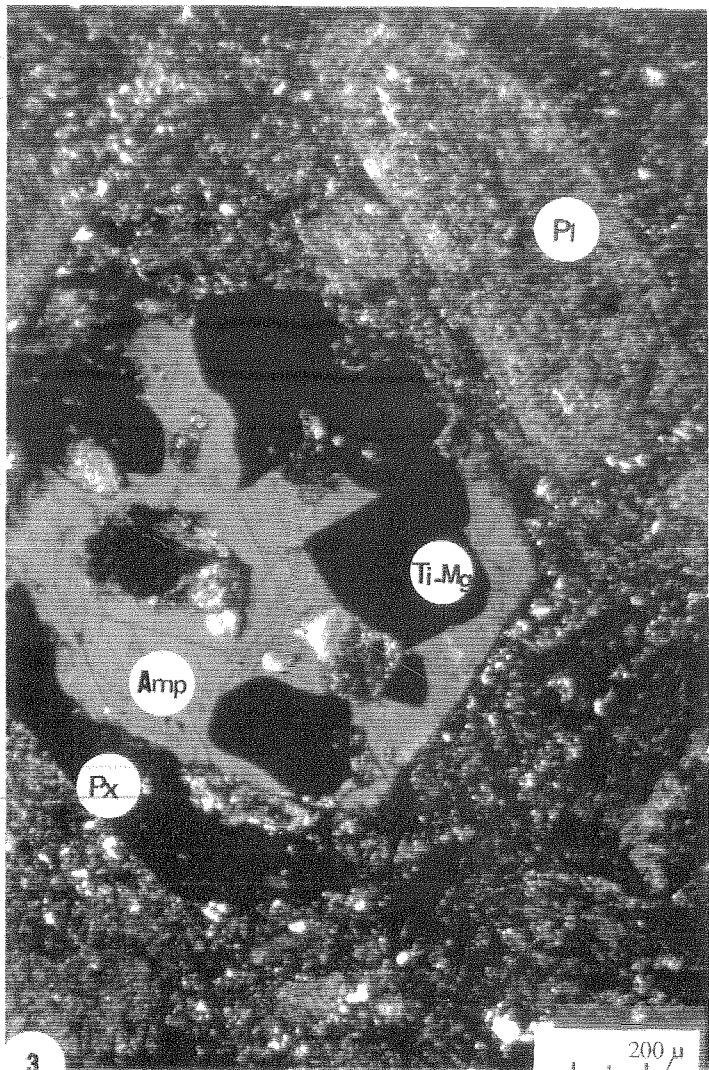


PLANCHE V

COMPLEXE PYROCLASTIQUE DE MEKAM

Photo 1 et 2 : F90-14 (Jbel Zerroug)

En L.N : Photo 1 : Tuf vitroclastique basique à dominance de pyroxène (Px) ouralitisé et de plagioclase (Pl) altéré.

En L.P : Photo 2 : De même tuf pyroclastique basique.

Photo 3 : F80-19

Ignimbrite acide rubanée.

Photo 4 : F90-18

Tuf acide pyroclastique quartzo-feldspatique à biotite (Bi) orientée.

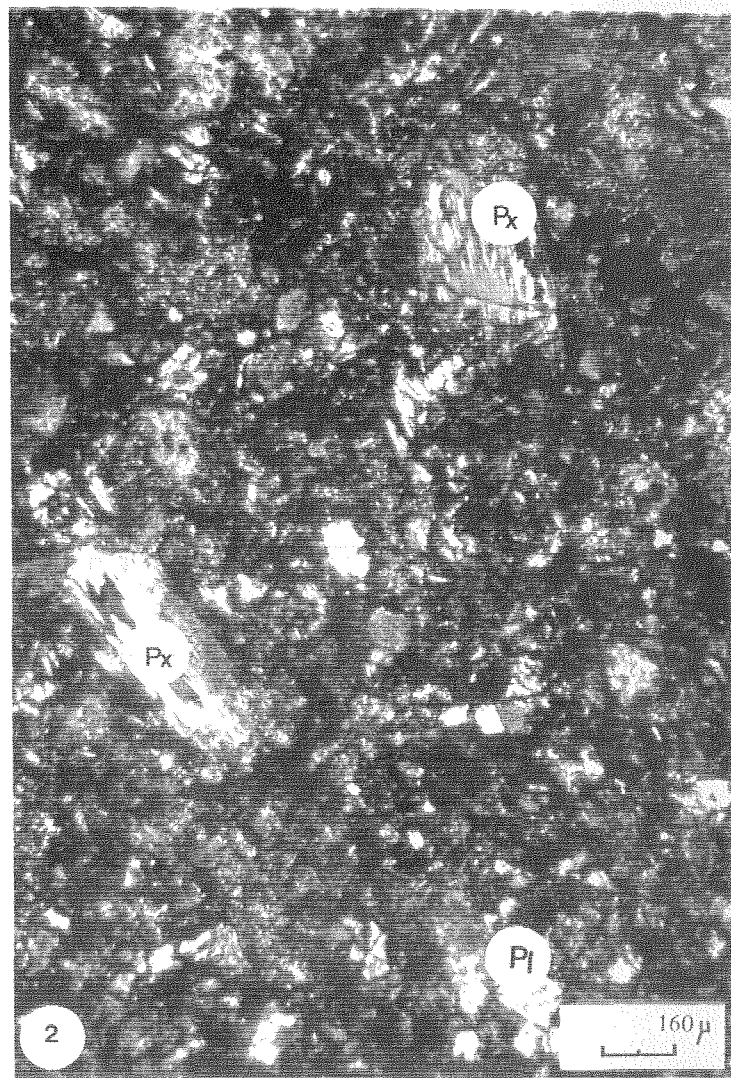
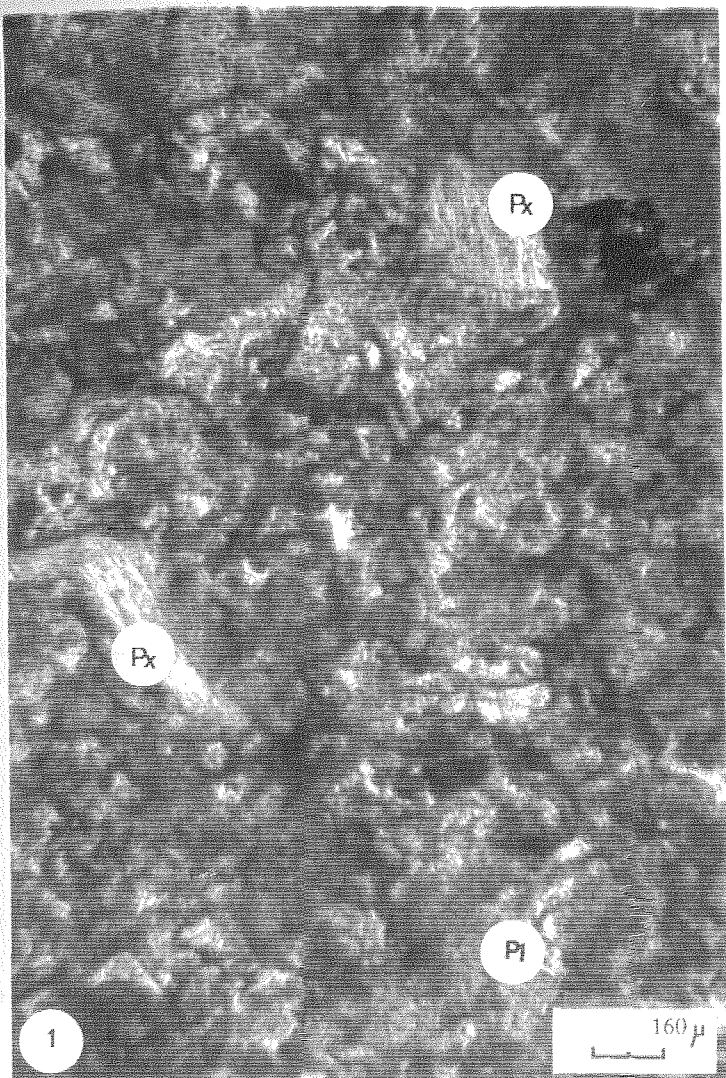


PLANCHE V

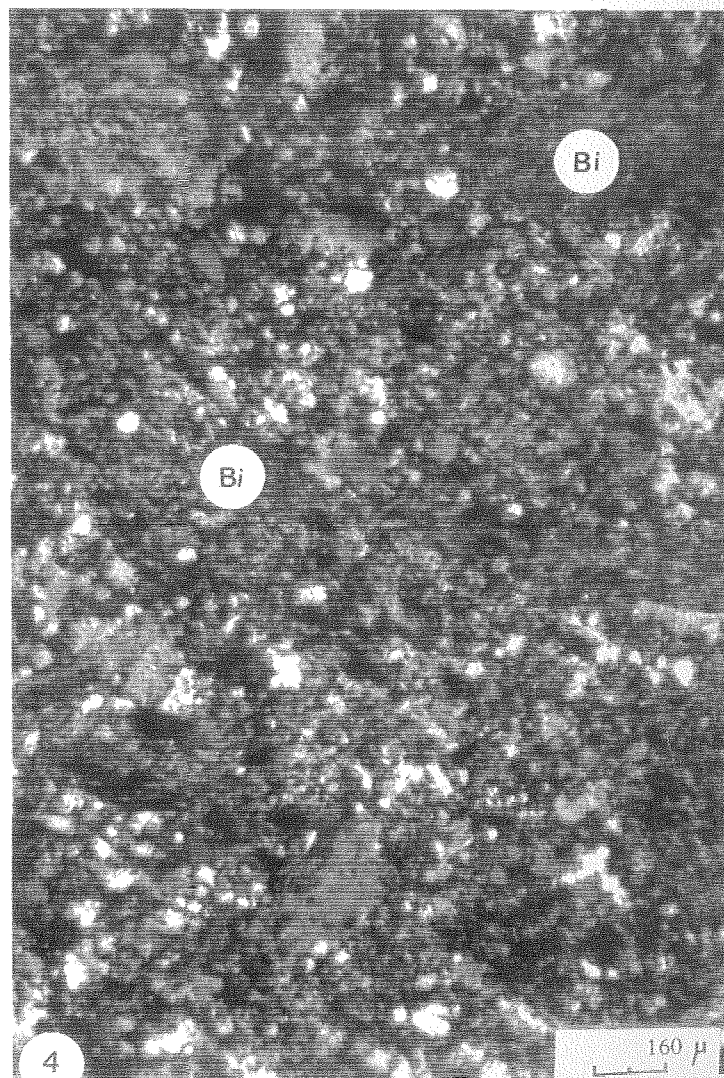
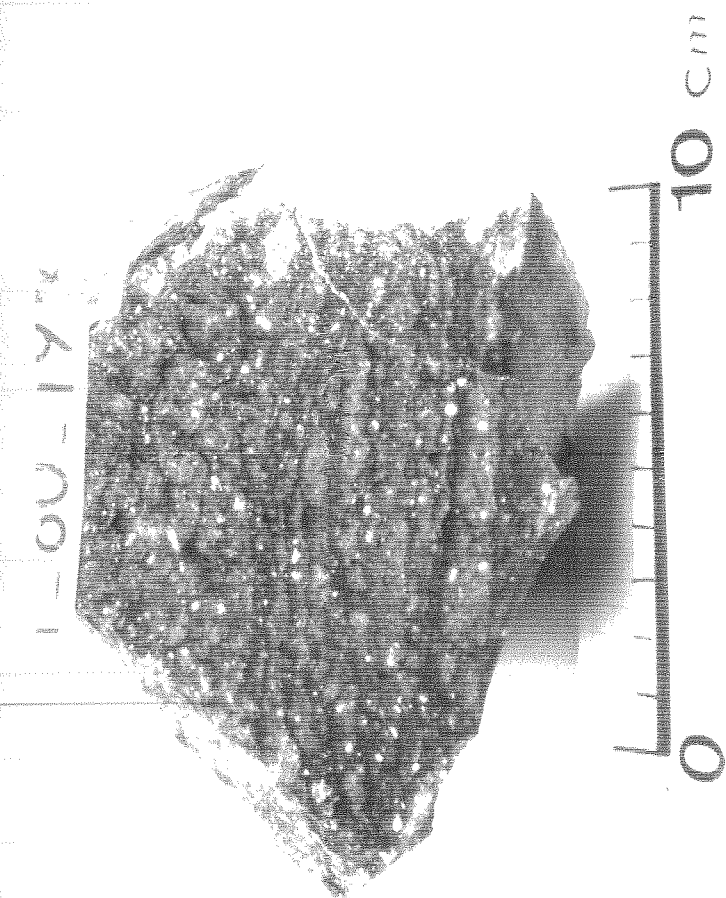


PLANCHE VI

COMPLEXE VOLCANIQUE DE TAZEKKA

Photo 1 et 2 : F88-45c

Ignimbrite porphyrique vitroclastique soudée à phénocristaux de plagioclase (Pl), de quartz (Qz) corrodé et à axiolite (Ax) aplatie montrant la soudure à chaud. Les minéraux ferro-magnésiens sont chloritisés.

Photo 3 : F88-45a

Ignimbrite à texture vitroclastique soudée. Le quartz (Qz) corrodé à fracture pyroclastique.

Photo 4 : F88-43

Andésite à texture microlitique porphyrique. Les phénocristaux de plagioclase (Pl) sont albitisés, le pyroxène (Px) est ouralitisé et l'amphibole (Amp) est déstabilisée.

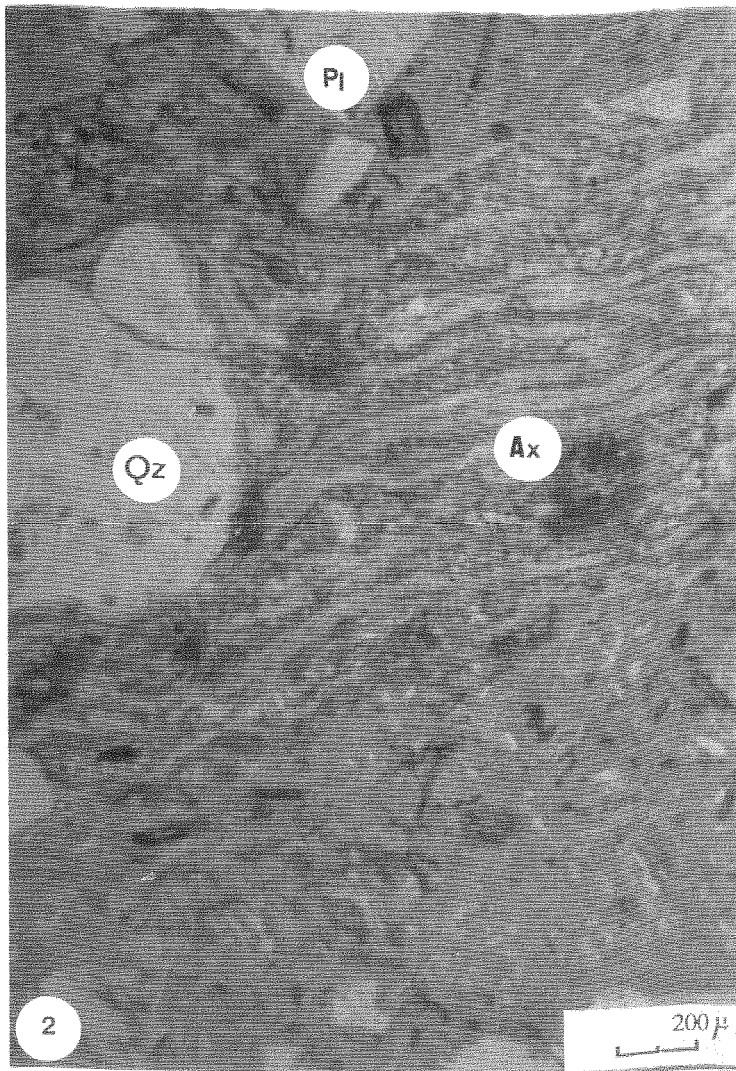
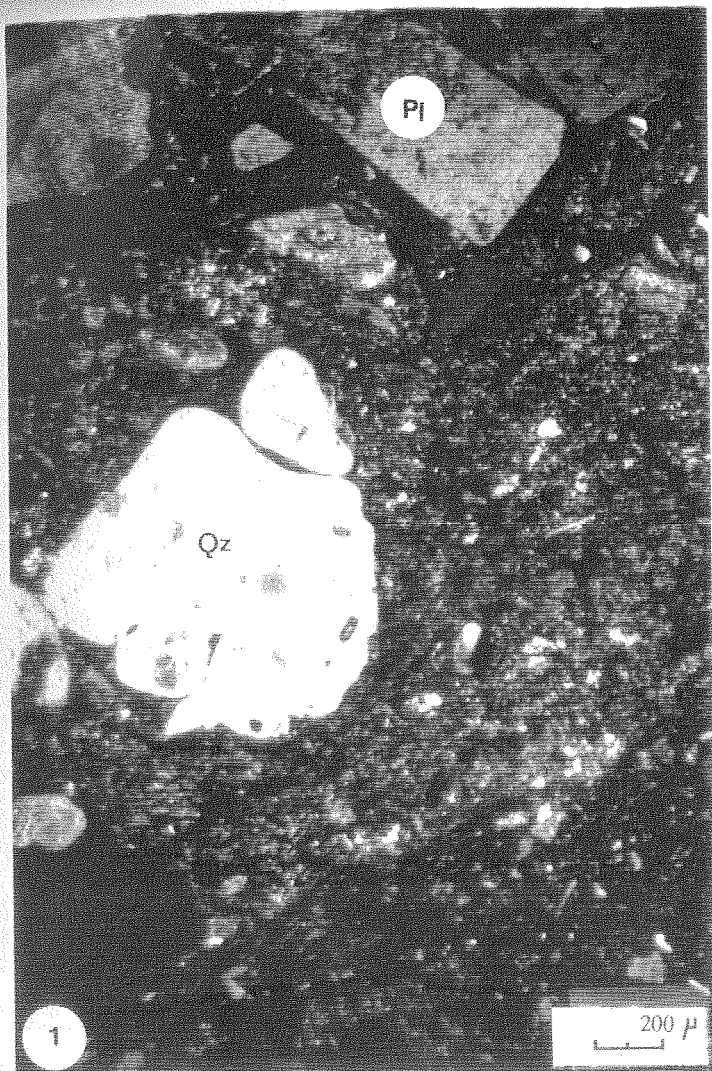


PLANCHE VI

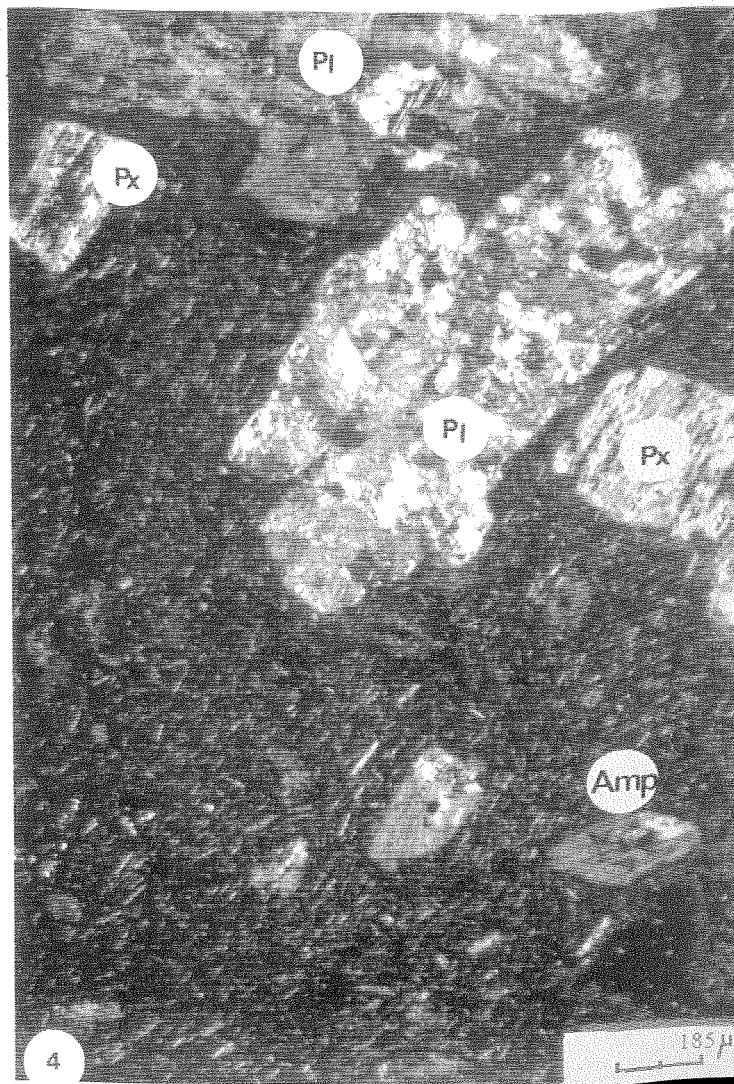
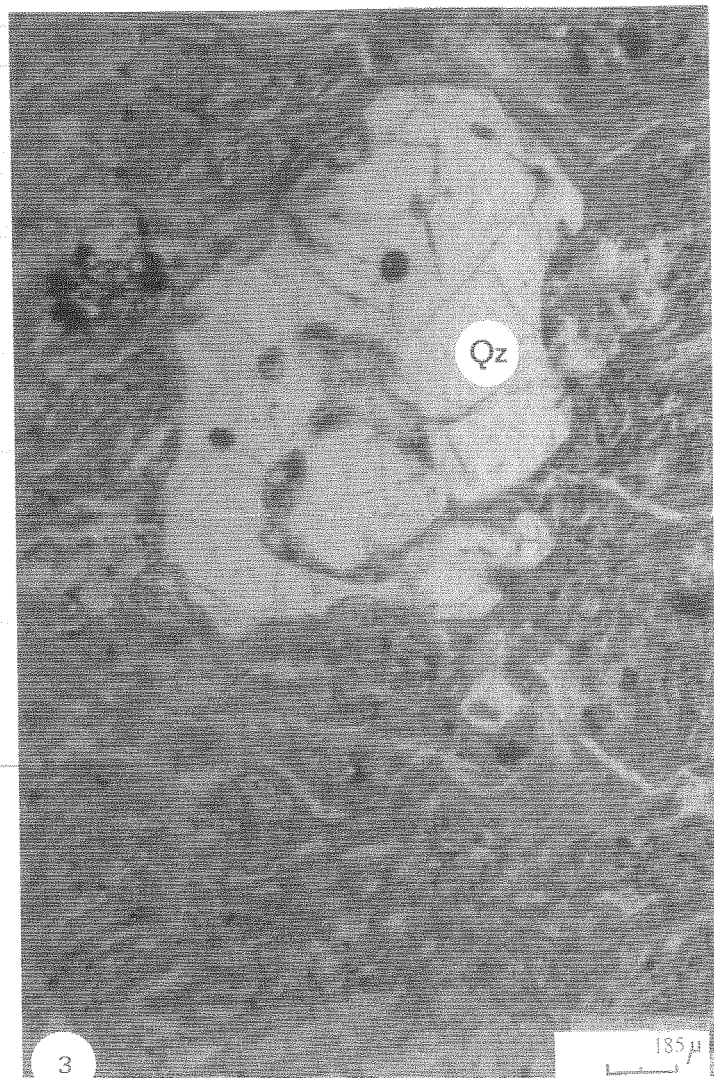


PLANCHE VII

LES COULEES DU MASSIF CENTRAL

Photo 1 et 2 :

Coulée à pillow lavas (P.L) du Jbel Chtilmane.

Photo 3 : F85-41

Texture en gerbe (spinefex) à dominance de pyroxène (Px).

Photo 4 : F87-44A

Texture microlitique fine du cortex de pillow lavas (P.L).

Les microlites de plagioclases (Pl) sont fourchus.

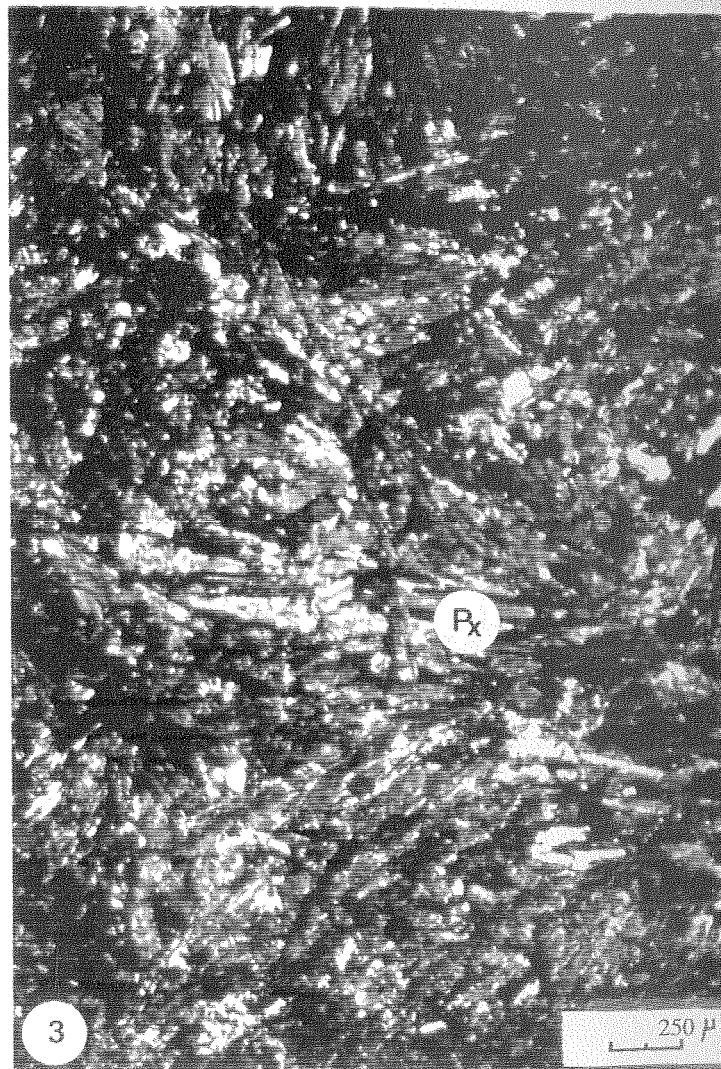


PLANCHE VII

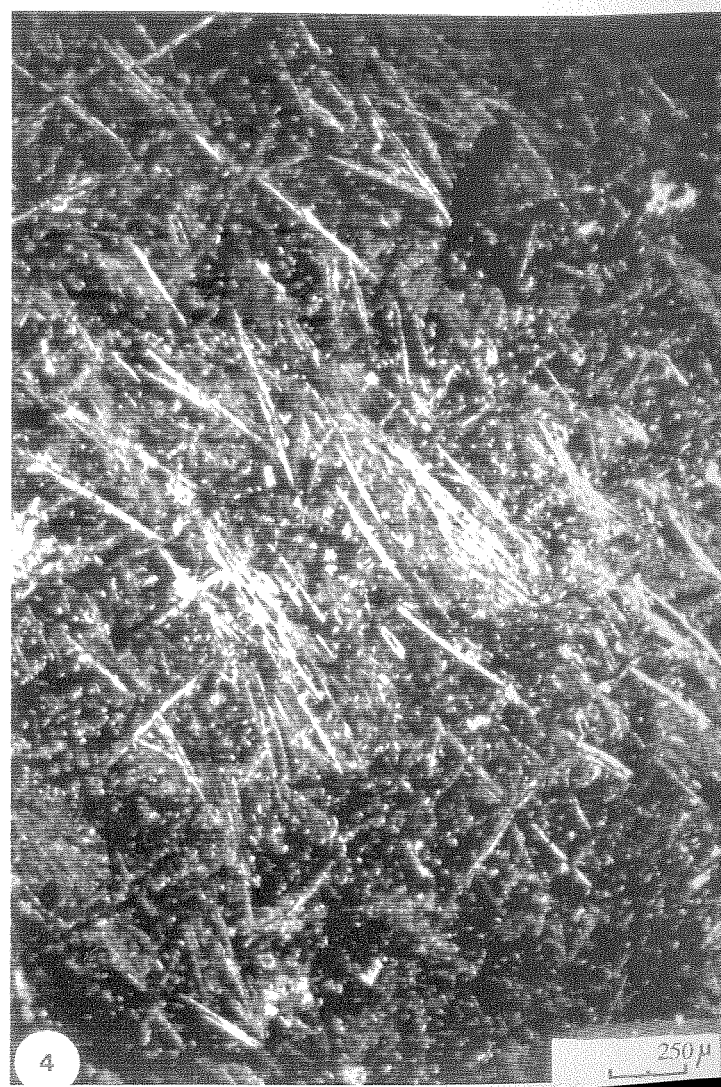
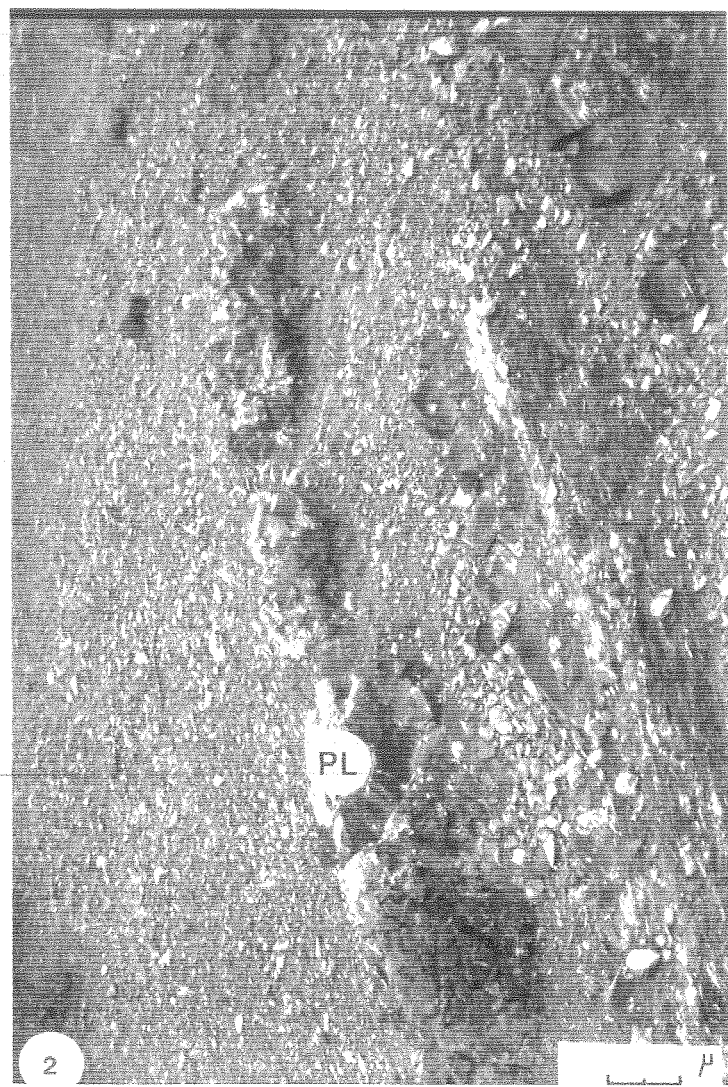


PLANCHE VIII

COMPLEXE MAGMATIQUE DES JBILETE CENTRALES

Photo 1 : F88-57 (KT Dalaa)

Ignimbrite à texture perlitique (Per : perlite) de Koudiat Dalaa : C'est un quartz Kératophyre.

Photo 2 : F84-43 (El Mnaa)

Granophyre (trondhémite). A noter la présence de feldspath alcalin maclé pertitique (F.K).

Photo 3 : F83-54 (Kt Dalaa)

Ignimbrite à texture vitroclastique soudée et perlitique (Per). Les axiolite (Ax) sont écrasées et tassées.

Photo 4 : F84-111b (El Mnaa)

Granophyre (trondhémite) à quartz (Qz) pegmatitique et orthose pertitique (F.K).

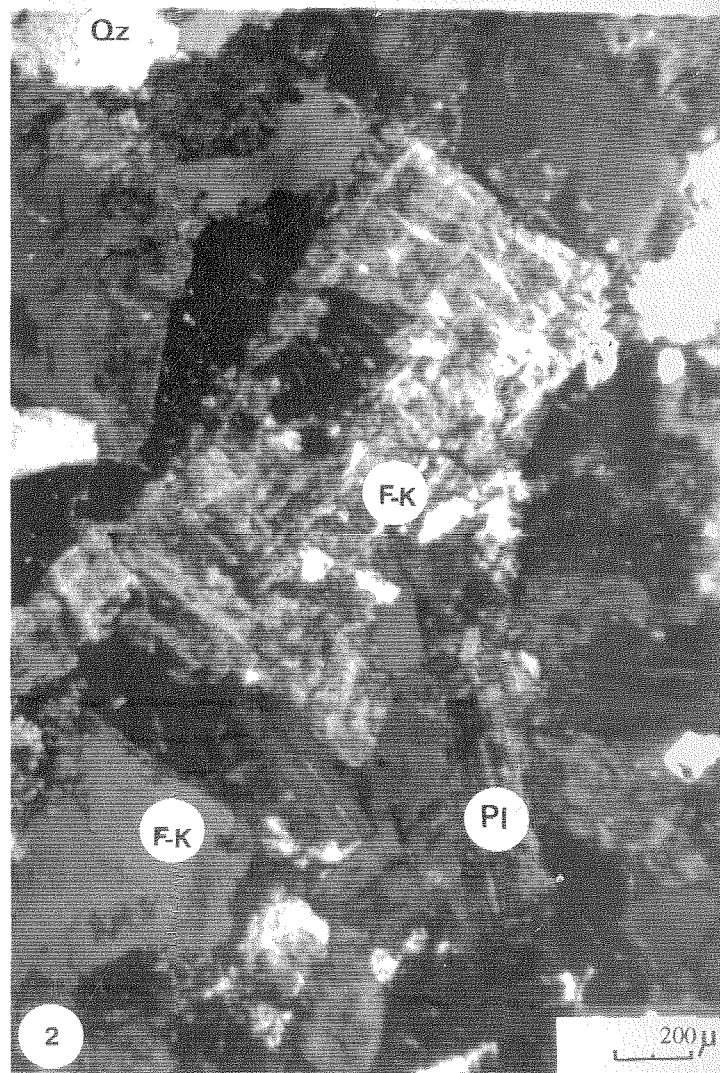
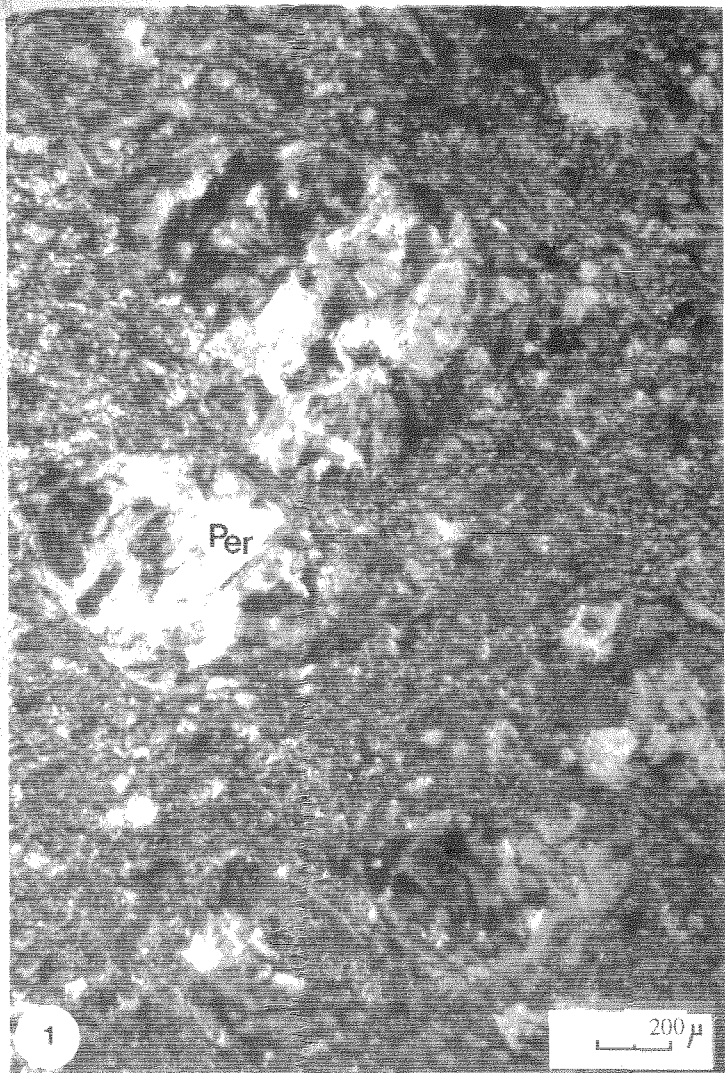


PLANCHE VIII

